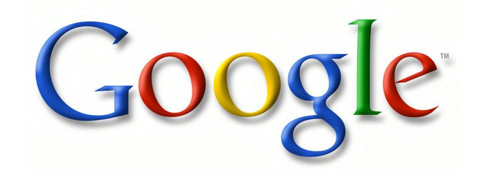


This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

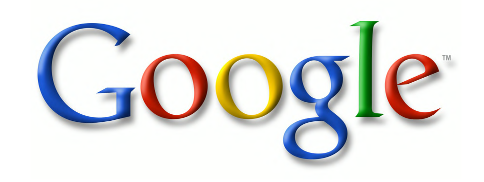
Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at http://books.google.com/



Tämä on kauan vain kirjaston hyllyssä olleen kirjan digitaalinen kappale, jonka Google on huolellisesti skannannut, osana tavoitettaan tehdä maailman kirjatsaataville Internetissä.

Kirjan tekijänoikeussuoja on jo rauennut ja kirjasta on tullut vapaasti jaeltava. Vapaasti jaeltavalla teoksella ei joko koskaan ole ollut tekijänoikeussuojaa tai suoja on rauennut. Se, onko teos vapaasti jaeltava, riippuu kunkin maan lainsäädännöstä. Vapaasti jaeltavat teokset avaavat meille paluun menneisyyteen, menneisiin kulttuureihin sekä tietoon, joka muuten olisi vaikeasti löydettävissä.

Reunahuomautukset sekä muut lukijoitten lisäämät merkinnät on jätetty näkyviin kertomaan teoksen matkasta kustantajalta kirjaston kautta Internetiin.

Käyttöohjeet

Google on ylpeä saadessaan digitoida materiaalia yhteistyössä kirjastojen kanssa, ja tuodessaan vapaasti jaeltavaa materiaalia yleiseen tietoon. Vapaasti jaeltavat teokset kuuluvat yleisölle, ja Google toimii ainoastaan asianhoitajana. Koska työ tulee kalliiksi, Google on kuitenkin ryhtynyt toimenpiteisiin kaupallisen väärinkäytön estämiseksi, esimerkiksi rajoittamalla automaattisten kyselyjen suorittamista.

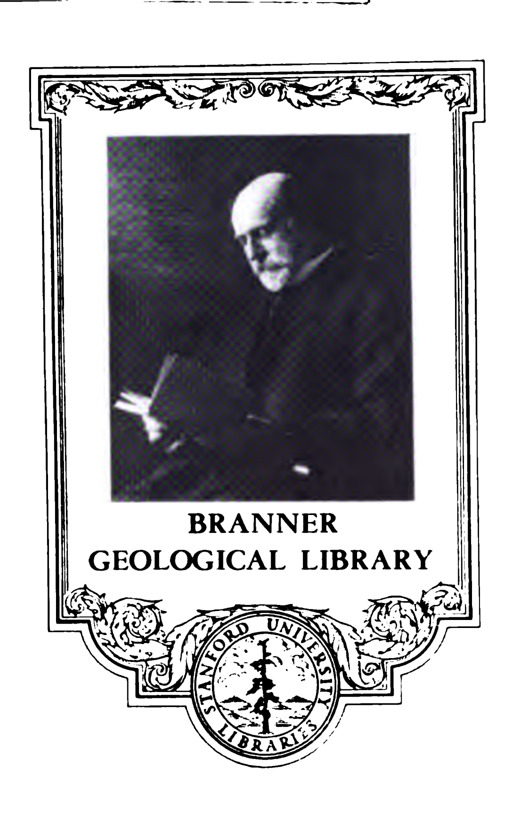
Käyttäjältä odotetaan:

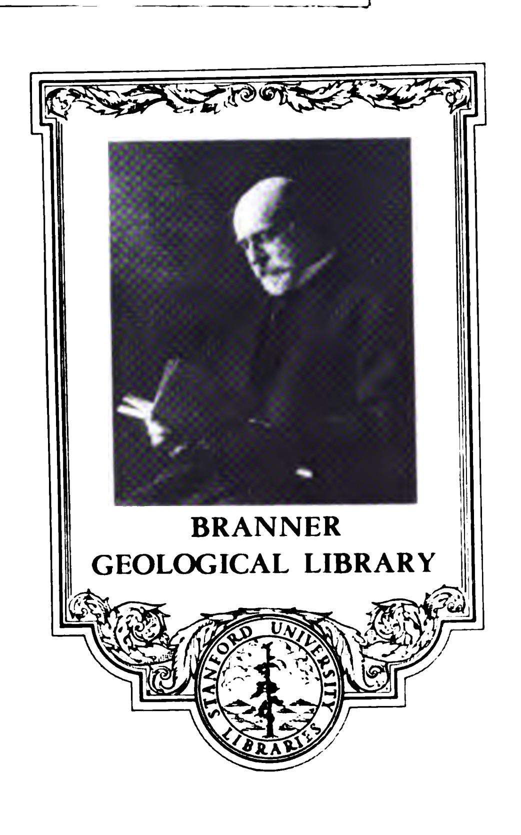
- Rajoittumista vain yksityiskäyttöön
  Googlen teoshaku on tarkoitettu yksityishenkilöille, ja teosten kaupallinen hyödyntäminen on kiellettyä.
- Pidättäytymistä hakujen automatisoinnista
  Googlen hakujärjestelmien automatisoitu käyttö on kiellettyä. Jos hakujen tarkoituksena on saada materiaalia koneellisen kielenkääntämisen, optisen tekstintunnistuksen tai muun suuria määriä tekstiä vaativan sovelluksen kehittämiseen, ota yhteyttä Googleen. Google on edelläkävijä julkisesti jaeltavan materiaalin hyödyntämisessä ja voi ehkä auttaa.
- Lähdetietojen säilyttämistä
  Jokaiseen tiedostoon sisällytetty Googlen leima toimii muistutuksena projektista, ja auttaa etsimään lisämateriaalia Googlen teoshaun kautta. Älä poista merkintää.
- Varmistavan käytön laillisuuden
  Käytitpä teosta mihin tahansa, on muistettava, että käyttäjän on itse varmistettava käytön esteettömyys voimassa olevien säädösten kannalta. Ei pidä olettaa, että kirja on vapaasti jaeltavissa kaikkialla, jos se on sitä Yhdysvalloissa. Se, onko teos tekijänoikeussuojan alainen, riippuu maittain, eikä ole olemassa kattavaa ohjetta siitä, miten yksittäistä teosta voi missäkin tapauksessa käyttää. Ei pidä olettaa, että teoksen oleminen Googlen teoshaussa tarkoittaisi, että sitä voi käsitellä miten tahansa missä tahansa. Tekijänoikeussuojan rikkomukset voivat käydä kalliiksi.

Tietoja Googlen teoshausta

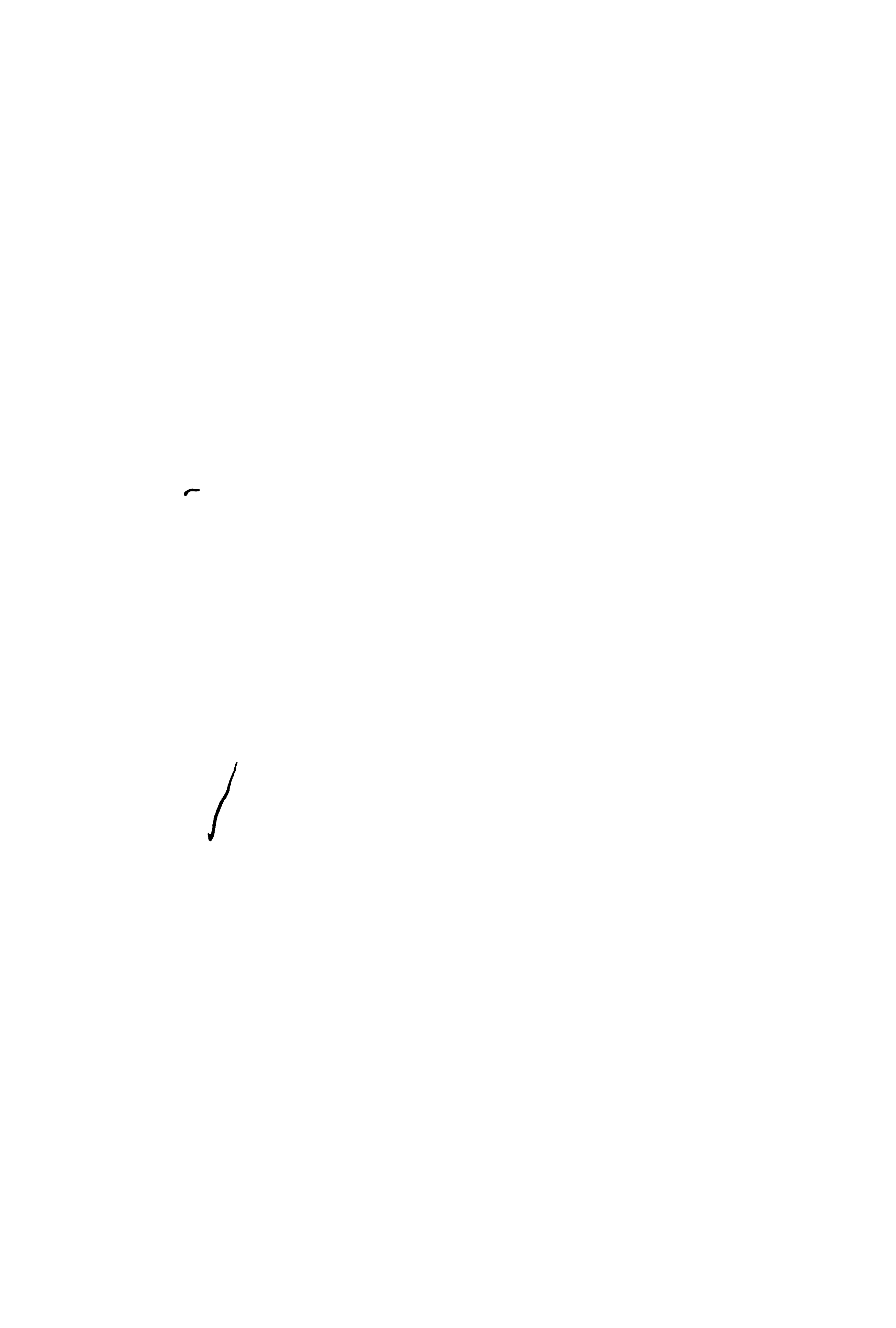
Googlen pyrkimyksenä on maailman tietojen järjestäminen ja niiden tuominen avoimesti kaikkien saataville. Googlen teoshaku tuo maailman kirjat lukijoitten ulottuville samalla kun se auttaa kirjailijoita ja kustantajia löytämään uutta yleisöä. Hakuja tämän teoksen täydestä tekstistä voi tehdä osoitteessa http://books.google.com/

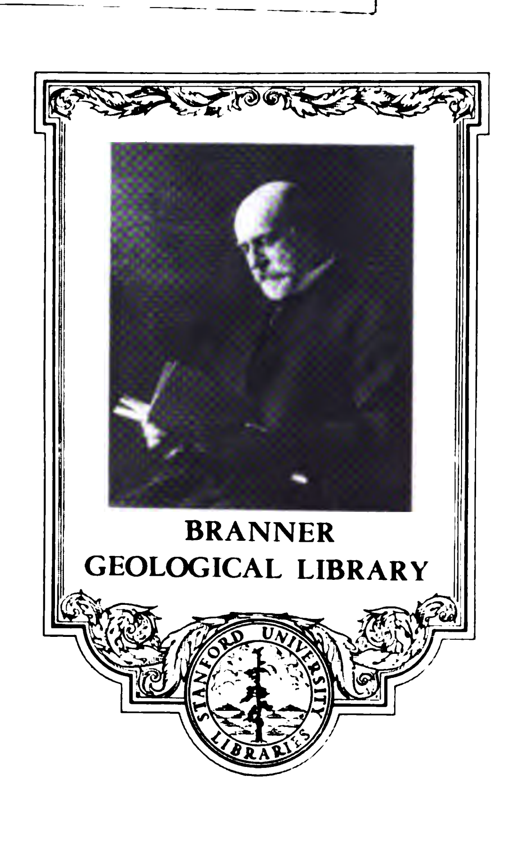



BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY
STANFORD UNIVERSITY
LIBRARIES



BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY




BRANNER
GEOLOGICAL LIBRARY
STANFORD UNIVERSITY
LIBRARIES

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE LA FINLANDE

N:o 1

CANCRINITSYENIT

UND

EINIGE VERWANDTE GESTEINE AUS KUOLAJÄRVI.

VON

WILHELM RAMSAY UND E. T. NYHOLM

HELSINGFORS

MAI. 1895

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 1

CANCRINITSYENIT

UND

EINIGE VERWANDTE GESTEINE

AUS

KUOLAJÄRVI

VON

WILHELM RAMSAY UND **E. T. NYHOLM**

MIT 4 FIGUREN IM TEXT

HELSINGFORS
MAI 1895

Cancrinitsyenit
und
einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi.

Von

Wilhelm Ramsay und **E. T. Nyholm.**

Im Sommer 1891 unternahmen Phil. Cand. H. J. Stjernwall und der eine von uns (Nyholm) eine praktisch-geologische Untersuchung des südöstlichen Theiles des Kirchspieles Kuolajärvi im finnischen Lappland [1]). Bei der genaueren Prüfung des eingesammelten Materiales ergab es sich, dass einige Handstücke, die schon im Felde von den gewöhnlichen Gebirgsarten der Gegend, Gneiss, Gneissgranit und älteren Schiefern, abwichen, aus Cancrinitsyenit [2]) und anderen Gliedern aus der Gefolgschaft der Nephelinsyenite bestanden. Die weit zerstreuten Fundorte der zu beschreibenden Handstücke deuten darauf hin, dass ein interessantes Eruptivgebiet (verhältnissmässig späten geologischen Alters) auf beiden Seiten der Grenze zwischen dem Kirchspiel Kuolajärvi in Finland und dem Oulankabezirk in Russisch-Karelien sich ausbreitet.

1. Cancrinitsyenit.

Dieses Gestein ist im *Pyhäkuru* anstehend, einer engen Thalschlucht, welche zwischen Wänden von grauem Gneissgranite in der Richtung E—W sich erstreckt. Nach den etwas zu kurz abgefassten Reiseaufzeichnungen bildet der Cancrinitsyenit hier eine niedrige stark verklüftete Kuppe auf der Nordseite des Thales. Er ist feinkörnig, von

---

1) H. J. Stjernvall: Nordöstra Kuusamo och sydöstra Kuolajärvi. Vetensk. Meddel. af Geogr. Fören. i Finland. I. 1893. S. 211.

2) Wir anwenden die Benennung Cancrinitsyenit anstatt der längeren Cancrinitaegirinsyenit (Törnebohms), in Uebereinstimmung mit den Namen Nephelinsyenit, Sodalithsyenit, Leucitsyenit, die ohne Rücksicht auf den farbigen Gemengtheilen gemacht sind.

Fig. 1.
Cancrinitsyenit von Pyhäkuru.
Vergrösserung: 23 × 1.
Gezeichnet mit Camera lucida.



Orthoklas ist ohne besondere Bezeichnung: die Zwillingsgrenzen sind mit feinen abgebrochenen Linien eingezeichnet.

Nephelin: mit feinen Strichen bezeichnet.

Cancrinit: fein punktirt.

Aegirin: dicke Contouren und Striche parallel mit den Spaltrichtungen.

Pyrit: schwarz.

Titanit: T.

graugrüner Farbe und von der Verwitterung wenig berührt. Makroskopisch sichtbar sind schwarze Aegirinnadeln und helle Feldspathkörner.

Unter dem Mikroskop trifft man folgende Bestandtheile an (Fig. 1), wesentliche: Aegirin, Orthoklas, Cancrinit und Nephelin, accessorisch: Apatit, Titanit und einzelne Pyritpartien.

Aegirin. Er bildet stengelige und kurzprismatische Individuen, welche verhältnissmässig selten gute automorphe Begrenzung der Prismenzone (100 und 110) aufweisen. Die grössten unter ihnen erreichen eine Länge von 1.5—2 mm, welche bei den kleineren zu 0.02 mm herabsinkt. Ihre Auslöschungsschiefe ist klein:

$$\mathfrak{c} : \mathfrak{a} = 3^1/_2{}^\circ.$$

Der Pleochroismus zeigt

$\mathfrak{a}$	>	$\mathfrak{b}$	>	$\mathfrak{c}$
grün		gelbgrün		braungelb

Zonare Structur kommt nicht vor. Einschlüsse und Umwandlungsprodukte sind nicht beobachtet worden.

Orthoklas. Die Hauptmasse des Gesteines besteht aus Feldspath mit ausgeprägter Neigung zu tafelförmiger Entwickelung nach (010). Diese Tafeln, deren ein Theil einfach, andere nach dem Carlsbadergesetze verzwillingt sind, besitzen die normalen optischen Eigenschaften des Orthoklases. Ihre Dimensionen variiren sehr. Man kann nämlich eine ältere Generation von Feldspath unterscheiden, bei welchen die leistenförmigen Durchschnitte 0,5—3,5 mm lang und 0,04—0,8 mm breit sind, während die später auskrystallisirten Individuen bedeutend kleiner sind. Unter den ersteren befinden sich auch einige kurze nach dem Bavenoer Gesetze aufgebaute, von (001) und (010) begrenzte Prismen. Der Feldspath ist durch Zersetzungsprodukte sowie durch Gasporen etwas getrübt. Sonst sind Krystalle von Aegirin und Apatit, vor Allem aber in reichlicher Menge Cancrinitsäulchen eingeschlossen.

Cancrinit tritt äusserst reichlich auf. Er besitzt selten deutliche Krystallform, da er als feinkörnige Massen die letzte Ausfüllung zwischen den Feldspathen bildet, aber zeigt doch stets Neigung zu selbständiger Entwickelung in der Prismenrichtung, eine Länge von bis zu 1,3 mm erreichend. Sehr häufig sind jedoch wohlbegrenzte hexagonale Individuen. Dies gilt besonders von den in den grossen Feldspathtafeln massenhaft eingeschlossenen Cancrinitsäulen, die bis zu 0,3 mm lang werden können und die Formen $(10\bar{1}0)$, $(10\bar{1}1)$ und (0001) zeigen. Sein Vorkommen als idiomorphe Einschlüsse im Feldspath sowohl als sein selbständiges Auftreten neben dem vollkommen frischen Nephelin und

Orthoklas beweisen mehr als deutlich, das der Cancrinit hier ein *primärer Bestandtheil* ist. Sein niedriges Lichtbrechungsvermögen und bedeutende negative Doppelbrechung sowie die Spaltung nach ($10\bar{1}0$) schliessen jede Verwechselung mit anderen farblosen Mineralien aus. Mit Thoulet'scher Lösung wurde eine Portion separirt, und deren specifisches Gewicht gleich 2,451 gefunden. Mit HCl behandelt gab sie CO_2 ab, besonders beim Erwärmen. In Anbetracht der bedeutenden Cancrinitmenge wurde eine CO_2-Bestimmung [1]) gemacht. Aus dem gewonnenen Resultate wurde die Cancrinitmenge berechnet unter Voraussetzung dass Cancrinit 6,3 % CO_2 (nach der Formel bei Dana [2]) enthält. Zum Vergleich werden ähnliche Bestimmungen für den Cancrinit-aegirinsyenit (Särnait) vom Siksjöberg [3]) angeführt:

	CO_2	Cancrinit
Cancrinitsyenit, Pyhäkuru . .	1.83 %	29.04 %
Särnait, Siksjöberg	1.64 %	26.03 %

Es dürfen wohl diese die cancrinitreichsten bekannten Gesteine sein. Denn wenn man von einigen localen Anhäufungen absieht, die z. B. im Nephelinsyenit von Alnö in gewissen Präparaten bis 50 % ausmachen [4]), bildet dieses Mineral sonst nur einen geringen Theil der Masse der cancrinitführenden Nephelinsyenite, z. B. in

Nephelinsyenit von Alnö [5]) . .	7 %
Litchfieldit [6])	1.99 %

Nephelin. Dieser Bestandtheil tritt der Menge nach vor dem Feldspath und dem Cancrinit sehr zurück. Er kommt in isometrischen Körnern vor, die bisweilen hexagonale und tetragonale Umrisse erkennen lassen und dem Orthoklas gegenüber idiomorph erscheinen. Kleine Mengen von unbestimmten Interpositionen treten auf, sowie Einschlüsse von Aegirin und Apatit.

Titanit. Körnige Aggregate und einzelne Säulen rothen Titanites sind durch das ganze Gestein hin spärlich vertheilt.

---

[1]) Von Herrn A. Zilliacus. Zwei verschiedene Bestimmungen ergaben 1,82 % und 1,84 %; Mittel 1,83 %.

[2]) Dana: A System of Mineralogy. London 1892. S. 427.

[3]) A. E. Törnebohm: Om den s. k. fonoliten från Elfdalen. Geol. Fören. i Stockholm Förh. VI. 1883. S. 383. Note S. 397.

[4]) A. G. Högbom: Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. Fören. Förh. XVII. 1895. S. 100. S. 138.

[5]) A. G. Högbom: a. O. Tafel 1. Nephelinsyenittypus II und III.

[6]) W. S. Bayley: Elaeolite Syenite of Litchfield, Maine, etc. Bulletin of the geol. Society of America. Vol. 3. 1892. S. 231.

Apatit. Man findet nicht selten kleine Apatitindividuen. Ihr hohes Relief unterscheidet die Schnitte quer zur c-Axe von gleichen Schnitten von Cancrinit, und in anders orientirten Lagen macht sich der grosse Unterschied der Doppelbrechung der beiden Mineralien sofort bemerkbar.

Erze kommen fast gar nicht vor. Nur einzelne opake Partien mit gelbem Metallglanz auf der Schliffläche wurden hier und da beobachtet. Sie bestehen vielleicht aus Pyrit.

Die *Struktur* des Gesteines ist hypidiomorph halbporphyrisch, in dem der Feldspath in zwei Generationen auftritt, und auch der Aegirin und der Cancrinit sowohl vor als nach der Krystallisation der grossen Orthoklastafeln sich entwickelt zu haben scheinen (Fig. 1). Der Nephelin ist durchschnittlich älter als der Feldspath. Eine subparallele Anordnung der Orthoklastafeln verleiht der Struktur stellenweise einen trachytoiden Charakter, ähnlich demjenigen der Lujavrite und Foyaite (Brögger).

Von mechanischer Einwirkung zeigt die Struktur keine Spur. Das Gestein muss folglich jünger sein als die umgebenden, in hohem Grade dislocirten krystallinischen Bildungen.

Unter früher bekannten cancrinitreichen Syeniten zeigt der von Törnebohm beschriebene Cancrinitaegirinsyenit vom Siksjöberg bei Särna, Schweden, [1]) die aller grösste Ähnlichkeit mit unserem Gestein. Die mineralogische Zusammensetzung ist beinahe dieselbe: Aegirin, *Cancrinit als wesentlicher, primärer Bestandtheil,* Nephelin, Feldspath, Titanit und Apatit. Nur kommt im Kuolajärvigestein ausschliesslich Orthoklas vor, während Törnebohm im Särnait daneben Albit und Anorthoklas bestimmt hat. Die Ausbildung der Mineralien, vor Allem die des Cancrinites, und ihre Krystallisationsfolge sind einander ähnlich in den beiden Gesteinen. Die halbporphyrische Struktur des Cancrinitsyenit von Pyhäkuru nähert ihm auch an dem porphyrischen Särnait. Doch liegt aber hier auch ein Unterschied. Der Cancrinitaegirinsyenit vom Siksjöberg hat einen ausgeprägt porphyrischen Charakter, und es war nur sein geologishes Alter, das Törnebohm abhielt ihn mit den Phonolithen zusammenzustellen, wozu die Structur des Kuolajärvigesteines aber keine Veranlassung geben würde.

2. Ein porphyrisches Melilithgestein.

Ungefär 2 bis 3 km WNW vom See Wuorijärvi auf dem Wege nach Aapajärvi wurde ein faustgrosser *loser Stein* von stark zersetztem

---

[1]) A. E. Törnebohm: a. a. O.

Aussehen eingesammelt. Die einige mm dicke Verwitterungskruste umschliesst einen etwas besser beibehaltenen Kern von graubrauner Farbe. Makroskopisch sichtbar sind Einsprenglinge von dunklem Glimmer, Pyroxen und einem weissen, verwitterten Mineral, das sich als Melilith erwiesen hat.

Unter dem Mikroskop entdeckt man Augit, Aegirinaugit, Aegirin, Biotit, Melilith, Labrador, Apatit, Titanit, Magnetit, Hämatit, Calcit und Zeolithe verschiedener Art.

Pyroxene. Die verschiedenen Pyroxenvarietäten treten in zonarer Verwachsung auf als kurz prismatische oder dick tafelförmige Individuen, die von (110), (100), ($\bar{1}$11) und bisweilen (001) begrenzt werden (Fig. 2). Die äusseren Contouren sind bisweilen uneben und zackig. Zwillinge nach (100) kommen vor. Die Dimensionen schwanken in weiten Grenzen. Die grössten Einsprenglinge messen 1.75 mm in der Länge, die kleinen Pyroxene 0.01 bis 0.005 mm. In den grössten Individuen findet man einen Kern von farblosen *Augit.* Um diesen herum folgt eine breite Schicht von hellgrünem *Aegirinaugit,* welcher die Hauptmasse der Krystalle ausmacht und in den kleineren unter ihnen auch die centralen Theile bildet. Äusserst umhüllt eine dünne Zone von tiefgrünem *Aegirin* das Gebilde, welche Hülle an den Enden der Krystalle besonders dick entwickelt ist. Der zonare Bau tritt im polarisirten Lichte sehr deutlich hervor durch die von Schicht zu Schicht wechselnde Auslöschungsschiefe. Die Grenzen der Hüllen sind meistens parallel zu den Krystallflächen. Sanduhrstruktur kommt nicht vor.

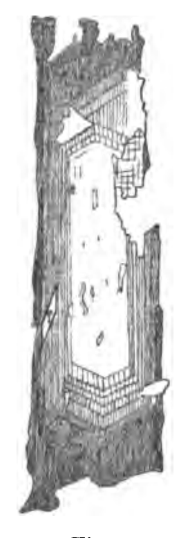


Fig. 2. Zonar gebauter Aegirinaugit und Aegirin in Verwachsung. Vergr.: 40×1. Die äusserste Hülle ist Aegirin. T = eingeschlossener Titanit.

Die grösste Auslöschungsschiefe besitzt der Augitkern:

$$\mathfrak{c} : \mathfrak{a} = 46^\circ$$

In den Schichten von Aegirinaugit variirt sie, von innen nach aussen abnehmend:

$$\mathfrak{c} : \mathfrak{a} = 36^\circ \text{ bis } 30^\circ$$

In der Aegirinhülle wurde gemessen:

$$\mathfrak{c} : \mathfrak{a} = 4^\circ$$

Hierbei findet man, dass die Auslöschungsrichtung $\mathfrak{a}$ des Aegirin nach derselben Seite von der $\mathfrak{c}$-Axe abweicht, wie diese Richtung im Augit,

also im stumpfen Winkel β. Der Augit ist ohne Pleochroismus. Der Aegirinaugit zeigt einen nicht unbedeutenden Absorptionsunterschied:

$$\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$$

sattgrün hellgrün grüngelb

Im Aegirin sieht man:

$$\mathfrak{a} > \mathfrak{b} > \mathfrak{c}$$

tiefgrün hellergrün gelb.

Die Doppelbrechung ist viel stärker im Aegirin (Interferenzfarben III Ordnung; Dicke der Dünnschliffe < 0.03 mm), als in den inneren Pyroxentheilen (Farben II Ordnung).

An einigen Stellen haben sich zahlreiche Individuen von Aegirinaugit in Knauern angesammelt. Dann tritt die Aegirinhülle nicht um jeden einzelnen Krystall herum auf, sondern umgiebt das ganze Aggregat (Fig. 3) in paralleler Orientirung mit der angrenzenden Augitpartie.



Fig. 3.
Knauer von Aegirinaugit, randlich von Aegirin umhüllt. Vergrösserung: 40 × 1. Der Aegirin ist mit dichteren Strichen bezeichnet als der Aegirinaugit.

Diese zonar aufgebauten Aegirinaugite zeigen Ähnlichkeit mit denen in manchen Nephelinsyeniten, Tinguaiten [1]) und Phonolithen, sowie mit denjenigen in gleichzeitig CaO- und Na_2O-reichen Gesteinen, die Nephelinsyenite begleiten, z. B. in Ijolithen [2]).

In allen diesen Fällen werden die äusseren Schichten Na-reicher.

Biotit. Makroskopisch entdeckt man einzelne 5—6 mm breite und 1—2 mm dicke grünlich-schwarze Glimmer-individuen mit hexagonalen Umrissen. Sie sind optisch zweiaxig. Eine mit Mikrometerocular ausgeführte Bestimmung des Axenwinkels in der Luft ergab

$$2E = 25°.$$

Die optische Axenebene ist mit (010) parallel. Hier liegt also ein Biotit vor. In den Dünnschliffen ist dieser Bestandtheil spärlich vorhanden.

---

[1]) Beispielsweise in Nephelinsyenit und in Tinguait vom Umptek nach Hackman; siehe Note [2]).

[2]) W. Ramsay und V. Hackman: Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. Fennia 11; n:o 2. Helsingfors 1894. S. 140, 161, 179 u. 182. W. Ramsay und H. Berghell: Das Gestein vom Iiwaara in Finnland. Geolog. Fören. Förh. XIII. 1891. S. 300.

Er bildet kleine unregelmässige Einschlüsse im Aegirinaugit, die folgende Absorption zeigen

$$\mathfrak{a} < \mathfrak{b} = \mathfrak{c}$$

hellgelb gelbbraun

Melilith. Die makroskopisch sichtbaren weissen Einsprenglinge sind im Dünnschliffe farblos oder schwach gelblich durchsichtig, wenn sie nicht durch die weit gegangene Zersetzung getrübt sind. Gewisse Schnitte sind ausgezogen rektangulär mit einer Länge von bis zu 3 mm, andere quadratisch mit abgerundeten Ecken oder oktogonal. Die letzteren sind in den frischen Partieen isotrop, die ersteren schwach doppelbrechend. Alle diese Eigenschaften weisen auf Melilith hin. Quer zur Längsrichtung der rektangulären Schnitte, d. h. parallel zur Hauptaxe, ist der optische Charakter negativ, folglich übereinstimmend mit dem in Melilith vom Vesuv und Hochbohl und dem Verhältniss in Melilith von Hamm [1]) und Alnö entgegengesetzt nach Berwerth [2]).

Die Umwandlung des Melilith, welche an den langen Seiten der rektangulären Schnitte begonnen hat, ist senkrecht zu denselben fortgeschritten und scheint in erster Linie dicht an einander liegenden Canälen einer früheren »Pflockstruktur» gefolgt zu haben. In den basalen Schnitten bilden die verwitterten Partien zahlreiche kleine isolirte Flecken. Ein grosser Theil der Zersetzungsprodukte zeigen die hohen Interferenzfarben des Calcit und brausen für Säuren. Daneben findet sich ein farbloses Mineralaggregat, das in der Richtung der $\mathfrak{c}$-Axe des Melilith blättrig ist, optisch positiven Charakter in derselben Richtung zeigt, stärker doppelbrechend als der Melilith (Gelb I Ordnung; Dicke des Präparates 0.02—0.03 mm) ist und schief auslöscht. Es besteht wahrscheinlich aus einem monoklinen Zeolith. Seine Bildung ist vor der des Calcit stattgefunden. Wo die Umwandlung vollständig ist, nimmt eine Kalkspathpseudomorphose den früheren Raum des Melilith ein. Unter primären Einschlüssen bemerkt man Aegirinaugit und Apatit.

Apatit-prismen von ebenso grossen Dimensionen wie die Pyroxene treten in sehr grosser Menge als Einsprenglinge auf. Sie sind vollkommen frisch und besitzen gute Krystallbegrenzung.

Titanit tritt auch in gut begrenzten »brietcouvertähnlichen», oft verzwillingten, dünn zerstreuten Einsprenglingen unbedeutender Dimensionen auf.

---

[1]) F. Becke: Optischer Charakter des Melilith als Gesteinsgemengtheil. Tscherm. Petr. Mitth. XII. 1894. S. 444.

[2]) Fr. Berwerth: Ueber Alnöit von Alnö. Annalen des k. k. Nat. hist. Museums in Wien. VIII. 1893. S. 440.

Labrador. In der Grundmasse sieht man zahlreiche kreuz und quer liegende, bis zu 0.06 mm lange, leistenförmige Durchschnitte eines tafeligen Minerals mit der Licht- und Doppelbrechung der Feldspathe. Zwischen gekreutzten Nicols erweisen sich die Schnitte meistens in zwei Zwillinge parallel ihrer Länge vertheilt. In derselben Richtung sind sie optisch negativ. Auf Grunde dieser Eigenschaften haben wir das Mineral für Plagioklas gehalten; die verhältnissmässig grossen Auslöschungschiefen, Maximum c. 25° in der Makrozone, deuten auf Labrador hin. Feldspath (Plagioklas) in einem Melilithgestein ist vorher nur von Adams [1]) im Alnöit von Alnö beobachtet worden.

Zeolithe und *Calcit.* Neben dem beschriebenen Plagioklas besteht die Grundmasse des Gesteines in ihrem jetzigen Zustande zum aller grössten Theil aus einem Mineral, dessen Interferenzfarbe, weiss I Ordnung, auf eine bedeutendere Doppelbrechung als die des Melilith, aber eine geringere als die des aus diesem entstandenen Zeolith hinweist. Die einzelnen Individuen greifen mit lappigen Grenzen in einander hinein. Sehr oft zeigen sie undulirende Auslöschung, welche wahrscheinlich von einem lamellären Aufbau aus nicht völlig parallelen Partieen herrührt. In anderen Fällen ist die Auslöschung einer undeutlichen Blättrigkeit des Minerales parallel, welches in dieser Richtung optisch positiv ist. Mit Säuren behandelt gelatinirt das Mineral, welches ohne Zweifel ein Zeolith ist. Von den grossen Massen von Calcit, die durch dessen Zersetzung entstanden zu sein scheinen, könnte man auf einen ursprüngliche hohen CaO-Gehalt schliessen.

Die *Struktur* ist ausgeprägt porphyrisch ohne Fluctuationserscheinungen und ohne jede Spur von mechanischer Deformation.

Das Gestein ist *olivinfrei* und weicht in dieser Hinsicht von allen bisher bekannten massigen Melilithgesteinen ab. Sonst zeigt es einige Ähnlichkeiten mit den Alnöiten, aber enthält z. B. viel weniger Glimmer, der übrigens Biotit anstatt Anomit ist, und eine ganz andere Art von Pyroxen. Doch wie die Alnöite von Alnö und S-te Anne de Bellevue (Montreal) nach den Angaben von Törnebohm, Högbom und Adams [2]) unzweifelhaft mit Nephelinsyenit geologisch nahe verbunden sind, scheint uns auch das porphyrische Melilithgestein von Kuolajärvi, obgleich nur in losem Block gefunden, mit dem dort anstehenden Can-

[1]) F. D. Adams: On a Melilite-bearing Rock (Alnoite) from S-te Anne de Bellevue near Montreal (Canada). American Journ. of Science. Vol. XLIII. 1892. S. 269. S. 279 uber Plagioklas. Diese Beobachtung ist durch die neuen Untersuchungen von Högbom nicht bestätigt worden. Geol. Fören. Förh. XVII. 1895. S. 234.

[2]) A. E. Törnebohm: Melilitbasalt från Alnö. Geol. Fören. Förh. VI. 1883. S. 240. F. D. Adams: a. a. O. A. G. Högbom: Geol. Fören. Förh. XVII. 1895. S. 100.

crinitsyenit zusammengehörig zu sein. Beide diese Gesteine haben Strukturen, welche beweisen, dass sie postarchäisch sind, und die natronreichen Pyroxene des Melilithgesteines, Aegirinaugit und Aegirin, müssen von einer chemischen Zusammensetzung des Magmas bedingt sein, die sich dem der Nephelinsyenite nähert.

3. Dichte basaltoide Gesteine.

Bei der Stromschnelle Laurinkoski des Flusses Tuntsajoki wurden *lose Blöcke* von einem dichten schwarzen basaltähnlichen Gestein eingesammelt. Ein anderes dunkles Gestein durchschneidet *als Gang* den Gneissgranit am Ufer des genannten Flusses c. 10 km von der Grenze des Kirchspieles Kuolajärvi entfernt im russisch-karelischen Dorfbezirk Tuntsa.

a. Die Blöcke von Laurinkoski. Sie enthalten Augit, Olivin und vulkanisches Glas als wesentliche Bestandtheile, Biotit und Magnetit accessorisch, Serpentin und Carbonate als Umwandlungsprodukte. Die Struktur ist makroskopisch porphyrisch.

Augit bildet zahlreiche grosse Einsprenglinge und die Hauptmenge der Grundmasse. Die ersteren sind dicke Säulen mit den Formen des basaltischen Augit, (110), (100), (010), ($11\bar{1}$) regelmässig entwickelt, häufig nach (100) verzwillingt. Die Krystalle sind 2—4.5 mm lang. Im auffallenden Lichte schwarzgrün, erscheinen sie farblos oder schwach gelblich im Dünnschliffe. Ihre Doppelbrechung ist nicht gross (< 0.021); Zwischen gekreutzten Nicols offenbart sich zonarer Bau mit schwankender Auslöschungsschiefe:

$$c : \mathfrak{c} = 38^\circ \text{ bis } 43^\circ.$$

Sanduhrstruktur kommt nicht vor. Unregelmässige Einschlüsse von Grundmasse sind nicht selten.

In Folge von Bewegungen des Magmas sind mehrere Augiteinsprenglinge zerbrochen, wobei Grundmasse in die Spalten eingedrungen ist (Fig. 4), oder die Bruchstücke häufig weit von einander fortgerissen sind.

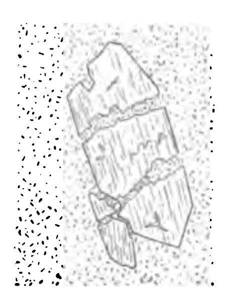


Fig. 4.
Zerrissener Augitkrystall
Vergrösserung: 25 × 1.

Die Augitindividuen der zweiten Generation haben eine mikrolitische Ausbildung und dieselben optischen Eigenschaften als die Einsprenglinge.

Olivin bildet grosse Einsprenglinge, scheint aber in der Grundmasse nicht aufzutreten. Er kommt in bedeutend geringerer Menge vor als der Augit und ist nicht so frisch wie dieser. Denn längs den Rändern und den Spalten ist eine von Carbonatbildung oft begleitete Serpentinisirung eingetreten. Der

Olivin hat regelmässige Krystalle gebildet, die auch durch Bewegungen des Magmas zertrümmert worden sind.

Vulkanisches Glas. Eine farblose oder schwach gelbliche amorphe Basis stellt den letzten Erstarrungsprodukt intersertal zwischen den Augitmikrolithen dar.

Biotit und Magnetit. Zahlreiche Biotitschüppchen und Magnetitkörnchen liegen in der Grundmasse.

Die schon makroskopisch wahrnehmbare porphyrische *Struktur* tritt unter dem Mikroskop noch deutlicher hervor durch den grossen Unterschied zwischen den Augiten der ersten Generation und denen der zweiten. Eine fluidale Anordnung der letzteren steht in Uebereinstimmung mit der Zertrümmerung der ersteren, welche auf Bewegungen des Magma hinwies. Secundäre Structurerscheinungen fehlen gänzlich.

b. Das Gestein von Tuntsa. Es enthält Augit, Olivin, der gewöhnlich in Serpentin und Carbonate zersetzt ist, vulkanisches Glas und accessorisch Biotit, Magnetit und Hämatit. Die Struktur ist makroskopisch dicht.

Augit. Dieser Bestandtheil bildet zahlreiche von 0.5 mm lange bis zu mikroskopisch kleine Nadeln undeutlicher Begrenzung mit ungefähr denselben optischen Eigenschaften wie der oben beschriebene Augit.

Olivin. Wohl begrenzte Olivindurchschnitte von rhombischer Symmetrie, c. 1 mm lang und 0.5 mm dick, liegen in grosser Menge in der Gesteinsmasse. Sie sind indessen nur selten frisch, sondern in Serpentin und noch mehr in Carbonat umgewandelt.

Vulkanisches Glas. Es ist im Tuntsagestein farblos und reichlicher vorhanden als in den oben beschriebenen Blöcken.

Biotit, Magnetit und *Hämatit* finden sich accessorisch in der Grundmasse.

Die makroskopisch dichte *Struktur* zeigt sich unter dem Mikroskope deutlich porphyrisch durch die Ausbildung der Olivineinsprenglinge. Die Augitnadeln scheinen aus einer späteren Krystallisationsperiode herzustammen. Spuren von Gebirgsdruck kommen hier ebensowenig wie in den anderen Gesteinen vor.

Die Stellung dieser dichten basaltoiden Gesteine in den petrographischen Systemen ist nicht leicht zu bestimmen. Wenn man nur auf den individualisirten Mineralien Rücksicht nimmt, haben wir olivinführenden Augitit und Limburgit. Die Präparate von Limburgit (von Limburg), welche wir zum Vergleich genommen haben, zeigen auch gewisse Ähnlichkeiten, besonders mit dem unter *a* beschriebenen

Gesteine. Doch sind die Augite anders gefärbt. Es giebt auch eine andere Gruppe porphyrischer Eruptivgesteine, die nur farbigen Mineralien und Glas enthalten, nämlich die Monchiquite.[1]) Obgleich in unseren Gesteinen Biotit und Amphibol allerdings nicht vorkommen, scheint uns eine Uebereinstimmung mit den Monchiquiten in der reichlichen Glasbasis und den ausschliesslich lamprophyrischen Einsprenglingen vorzuliegen. Es lagen uns nicht Präparate vom brasilianischen Monchiquit zum Vergleich vor. Dagegen haben wir ein von Hackman[2]) als Monchiquit bezeichnetes Gestein vom Umptek mit den unserigen verglichen und eine recht grosse Ähnlichkeit mit dem unter *a* beschriebenen Typus gefunden. Auch sind gewisse Präparate von dichten »basaltischen» Ganggesteinen von Serra de Monchique[3]), welche von Hackman eingesammelt[4]) worden sind, unseren Gesteinen nicht unähnlich.

Die Frage nach der petrographischen Stellung dieser Gesteine kann natürlich nur durch chemische Analyse und eingehende Untersuchungen im Felde entschieden werden. Es lässt sich gegenwärtig nicht mit Bestimmtheit behaupten, dass sie sich dem Cancrinitgestein in Kuolajärvi so nahe anschliessen, wie die Monchiquite an Nephelinsyeniten. Wenigstens spricht indessen ihre Struktur dafür, dass sie gleich wie der Cancrinitsyenit und das Melilithgestein verhältnissmässig jung sind.

Mineralogisches Institut der Universität.

Helsingfors März 1895.

---

[1]) M. Hunter und H. Rosenbusch: Ueber Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Nephelinsyenite. Tschermaks Min. und Petr. Mitth. XI. 1890. S. 445.

[2]) Hackman: a. a. O. S. 175.

[3]) L. von Werveke: Beitrag zur Kenntniss der Limburgite. Neues Jahrb. für Mineralogie. 1879. S. 481. Limburgit von der Foya. S. 486. Ueber den Nephelinsyenit der Serra de Monchique in südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. N. Jahrb. 1880. II. S. 141. »Basalte.» S. 179.

[4]) Auf einer zusammen mit K. von Kraatz-Koschlau unternommenen Reise. K. v. Kraatz-Koschlau: der geologische Bau der Serra de Monchique in der Provinz Algarve. Verhandl. des nat. hist.-med. Vereins zu Heidelberg. N. F. V. Bd. 3 Heft. 1894.

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE LA FINLANDE

N:o 2

UEBER EINEN

METAMORPHOSIRTEN PRAECAMBRISCHEN QUARZPORPHYR

VON

KARVIA IN DER PROVINZ ÅBO

VON

J. J. SEDERHOLM

HELSINGFORS

DECEMBER, 1895

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 2

ÜBER EINEN METAMORPHOSIRTEN PRAECAMBRISCHEN QUARZPORPHYR VON KARVIA IN DER PROVINZ ÅBO

VON

J. J. SEDERHOLM

MIT 12 FIGUREN IM TEXT

HELSINGFORS
DEC. 1895

Ueber einen metamorphosirten praecambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo.

von

J. J. Sederholm.

In September 1893 wurde von Herrn L. R. Fonselius, der mir damals bei geologischen Aufnahmearbeiten im Kirchspiel Karvia im nördlichsten Theil der Provinz Åbo assistirte, ein Gestein entdeckt, welches einem in Finnland früher nicht gefundenen Typus gehört. Es war nähmlich ein Quarzporphyr, welcher recht starke Einwirkungen einer hauptsächlich mechanischen Metamorphose zeigt und somit in die Gruppe der s. g. »gestreckten Quarzporphyre» oder »Schwanzporphyre» gehört, für welche der von Lossen[1], Weiss[2], Bornemann[3] und Futterer[4] eingehend beschriebene Quarzporphyr von Thal im Thüringer Wald das bekannteste Beispiel liefert.

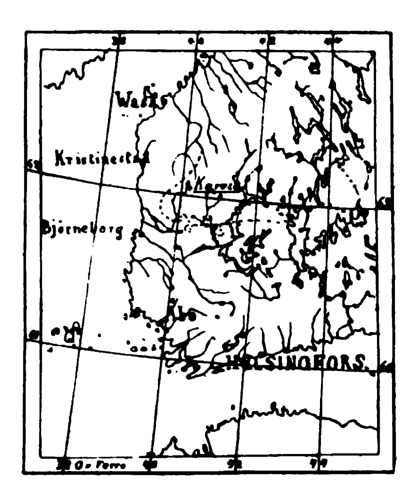


Fig. 1.
Kartenskizze, welche die Lage von Karvia angiebt.
.... Grenzen des grossen centralen Granitgebietes.

Die zuerst entdeckte Fundstelle des Gesteins liegt 1,3 Kilometer N. vom Bauernhofe *Hormaluoma* in Karvia. Hier findet sich nahe beim Hofe *Sara* westlich von der Landstrasse ein Fels, Sarakallio genannt, welcher aus einem Gestein besteht, dessen feinkörnige, röthlich braune, undeutlich parallelstruirte Hauptmasse zahlreiche Einsprenglinge von

---

[1] Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. 1882. S. 678. Ibid. 1887. S. 837.
[2] Ibid. 1884. S. 858.
[3] Ibid. 1887. S. 793. Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanst. 1883. S. 386.
[4] Mitteil. d. grosh. badisch. geolog. Landeanst. 1891. S. 43.

röthlichem Feldspath und grauem Quarz enthält. Die Feldspathkrystalle sind zum Theil in mehrere Theile zerbrochen, die Quarze fast durchgehend linsenförmig ausgepresst.

Im nördlichen Theil des Felsens beobachtet man im westlichen Strassengraben den Contact zwischen diesem Quarzporphyr und dem porphyrartigen Granit, welcher in der Umgegend auf lange Entfernungen hin das herrschende Gestein bildet. Der Quarzporphyr hat hier eine völlig dichte, röthlich schwarze Grundmasse, in welcher zahlreiche Krystalle von röthlichem Feldspath und klar blauem Quarz liegen, die nur selten dem blossen Auge wahrnehmbare mechanische Einwirkungen zeigen.

Diese beiden Stellen wurden von mir besucht, als ich bald nachher die Aufnahmen des Herrn Fonselius revidirte. Später traf er dasselbe Gestein noch im Felsen Ruskeavuori an, welcher 5.5 Kilometer im NNW. von Hormaluoma liegt und seiner Hauptmasse nach aus porphyrartigem Granit besteht. Auch hier wurde der Contact zwischen dem Granit und dem im westlichsten Theil des Felsens vorkommenden Quarzporphyr beobachtet. Dieser zeigt hier ganz dieselbe Beschaffenheit wie bei Sara. Das Gestein, welches weiter von dem Contacte vorkommt, zeigt aber hier eine viel deutlichere Streckung wie das Gestein in Sarakallio, mit welchem es übrigens makroskopisch Ähnlichkeit zeigt. Fast alle Quarzkrystalle sind zu langen Schnürchen ausgepresst worden, und auch die Feldspathe sind häufig zerbrochen.

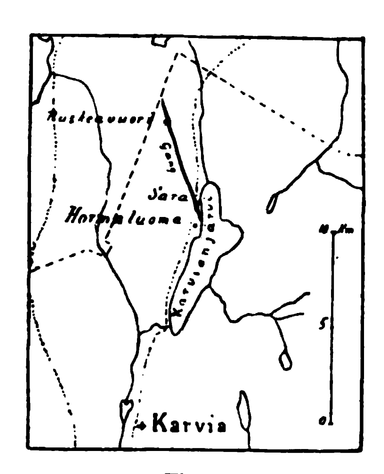


Fig. 2.
Kartenskizze, welche die Lage des Quarzporphyrganges in Karvia angiebt.

Diese beiden Fundorte dürften demselben Gange gehören, dessen Länge somit wenigstens fünf, wahrscheinlich aber mehrere Kilometer beträgt (vergl. die Karte). Die gesammte Breite lässt sich nicht genau bestimmen, da an beiden Stellen nur die östliche Ganggrenze beobachtet wurde. Bei Sara trifft man aber den Quarzporphyr noch auf einer Entfernung von etwa 30 Meter von der Contactfläche.

Die Gesteine dieser Fundorte sind trotz Variationen im Einzelnen doch einander so ähnlich, dass sie hier zusammen behandelt werden können.

Petrographische Beschaffenheit des Gesteins.

Die *Feldspatheinsprenglinge* lassen sich aus dem an der Oberfläche etwas verwitterten Gestein von Sarakallio leicht herausschlagen. Sie treten in zwei Formausbildungen auf, die mit einander durch Uebergänge verbunden sind. Ein Theil der Krystalle sind dick tafelartig nach 010 und dann fast stets als Carlsbaderzwillinge ausgebildet. Die folgenden Flächen wurden beobachtet: M (010), T $(1\bar{1}0)$, l (110), n (021), z (130), P (001) und y $(\bar{2}01)$. Andere Krystalle, und zwar wie es scheint die am häufigsten vorkommenden, sind rektangulär-säulenförmig mit vorherrschenden P, l und M. Ausser den vorher erwähnten Flächen wurde in einem Falle o $(\bar{1}11)$ an ihnen beobachtet. Diese Krystalle sind weit seltener wie die vorigen mit einander verzwillingt. In einem Falle war ein Krystall dieses Typus mit einem tafelartigen nach dem Carlsbadergesetz verzwillingt.

Mikroskopisch erkennt man, dass diese grösseren Feldspatheinsprenglinge durchweg aus einem Kalifeldspath bestehen, welcher fast immer die optischen Eigenschaften des *Mikroklins* besitzt. Zahlreiche Krystalle lassen die charakteristische gitterartige Zwillingslamellirung in ihrer ganzen Masse und zwar in sehr typischer Gestalt erkennen. In anderen nimmt man die Zwillingslamellirung in schwacher Vergrösserung nur schwierig wahr. Bei der Anwendung etwas stärkerer Objective erkennt man aber meistens doch das Vorhandensein einer deutlichen Zwillingslamellirung, welche jedoch oft nur *stellenweise* zum Vorschein kommt. Es erinnert die Erscheinung oft recht sehr an manchen Mikroperthit, indem es aussieht, als ob die Hauptmasse des Minerales von einer Menge kleiner Partien eines anderen nach dem Albitgesetz verzwillingten Feldspathes durchwachsen wäre, in welchem die parallel liegenden Zwillingslamellen gegen einander recht scharf begrenzt sind. Bei genauerer Prüfung findet man aber, dass die Zwillingslamellen auch zum Theil in einander verschwimmen, wie es bei Plagioklas nicht beobachtet wird. Die Auslöschungsschiefe auf 001 ist diejenige des Mikroklins, in dem sie 15°—16° beträgt. Weiter erkennt man bei der Prüfung vermittelst der von Becke angezeigten Verfahrungsweise, dass dieser Feldspath gegen den umgebenden keinen merkbaren Unterschied des Brechungsvermögens zeigt. Oft sind auch beide gegen einander ganz unscharf begrenzt. Bei einer Vergrösserung von etwa 100 Mal erkennt man meistens auch in demjenigen Theil des Feldspathes, welcher früher homogen erschien, feine, meistens sich gitterartig kreuzende Zwillingslamellen. Nur in einzelnen Fällen kann man auch

bei der Anwendung der stärksten Vergrösserung keine Zwillingslamellirung beobachten, und das Mineral verhält sich dann optisch wie ein Orthoklas. Da man aber zum Theil allmähliche Uebergänge zwischen typischem Mikroklin und solchem Feldspath beobachtet, in welchem die Zwillingslamellirung ganz allmählich undeutlicher wird, so erscheint es überaus wahrscheinlich, dass auch diese selten vorkommenden scheinbar einfachen Krystalle aus einem Mikroklin bestehen, in welchem die Zwillingslamellirung so fein ist, dass sie nicht mehr von dem Mikroskop aufgelöst wird.



Fig. 3.
Mikroklin, nach dem Albitgesetze verzwillingt. Vergr. 180.

Fig. 3 zeigt die mikroskopische Beschaffenheit dieses nach dem Albitgesetze fein verzwillingten Mikroklins.

Eine deutlichere Zwillingslamellirung beobachtet man im Mikroklin besonders dort, *wo er Quarzkörner enthält oder von Quarzadern durchzogen ist.* Auch findet man einen Mikroklin mit breiteren, zum Theil gegen einander gut begrenzten Zwillingslamellen als fransenartige, den Krystall umsäumende Ausläufer, die besonders dort zu beobachten sind, wo der Feldspath an Quarzpartien grenzt. Vergl. Fig. 4. Die Begrenzung des ursprünglichen Feldspathkrystalles ist meistens durch die etwas trübere Beschaffenheit seiner Substanz angedeutet, welche auf das Vorkommen bräunlicher Schüppchen von Eisenoxydhydraten (zuweilen mit Interpositionen von Chlorit etc. vergesellschaftet) beruht.



Fig. 4.
Mikroklinkrystall (A), von einem Rande von neu gebildetem Mikroklin (N) mit breiteren Zwillingslamellen umgeben. Die Grenze desselben gegen den umgebenden Quarz (Qu) ist mit einem weissen Striche bezeichnet. Vergr. 65.

Diese Fransen sind offenbar als Neubildungen anzusehen, wel-

che auf wässrigem Wege an den Ort des Absatzes gelangten, ebenso wie derjenige mit breiterer Zwillingslamellirung versehene Mikroklin, welchen man in Spalten in den grösseren Feldspathkrystallen beobachtet. Auch die in diesen Krystallen eingelagerten kleinen Partien helleren Mikroklins dürften wohl in derselben Weise entstanden sein. Anderseits ist es wohl möglich, dass ein Theil des trüben Mikroklins auch durch direkte Umlagerung aus dem Orthoklase, der wohl ursprünglich alle diese Einsprenglinge bildete, enstanden sein konnte.

Einzelne der Mikroklineinsprenglinge zeigen ein sehr ausgeprägtes *zonares Bau,* in dem hellere und dunklere Zonen umwechseln.

Neben dem Mikroklin kommt auch spärlicher ein Plagioklas als Einsprenglinge vor, welcher in symmetrischen Schnitten eine Maximalauslöschung von c. 12° besitzt und somit entweder ein Albit oder ein saurer Andesin sein dürfte. Da das Brechungsvermögen wenigstens demjenigen des Quarzes gleich kommt, dürfte es wohl der Andesinreihe gehören. Der reichliche Gehalt an secundären Epidotkörnern der meisten dieser Krystalle deutet auch die Gegenwart von Calcium an, welches kein anderes Mineral des Gesteins in nennenswerter Menge enthalten dürfte. Durch diese Interpositionen von Epidot, welche in einigen Krystallen von Muscovitblättchen ersetzt werden, wird der Substanz ein trübes Aussehen verliehen. Es wurde auch ein Plagioklaskrystall beobachtet, dessen Kernpartien zum Theil in Mikroklin umgewandelt worden waren.

Der Plagioklas bildet kleinere, gut idiomorphe Krystalle, welche öfters von dem Mikroklin umschlossen werden. In einigen Fällen ist der Plagioklas mit diesem gesetzmässig verwachsen, wobei er die Randpartien der Feldspatheinsprenglinge einnimmt.

Die Mikroklinkrystalle sind sehr oft chemisch deformirt worden, wobei sich zum Theil randlich sackartige Einbuchtungen, zum Theil den ganzen Krystall durchziehende Kanälchen gebildet haben, welche alle von Grundmasse erfüllt worden sind. Siehe Fig. 5.

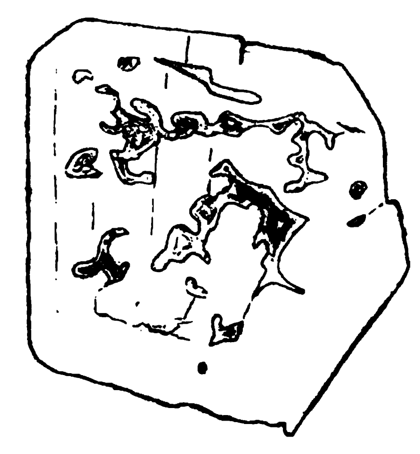


Fig. 5.
Mikroklinkrystall mit Resorptionsräumen.
Vergr. 10.

Mechanische Deformationen kommen in den Feldspatheinspreng-

lingen noch häufiger vor, ja nur ein ganz kleiner Theil von ihnen sind völlig unversehrt geblieben. Die Plagioklaslamellen zeigen häufige Knickungen und Biegungen, und an den Mikroklinen kann man oft schon makroskopisch beobachten, dass sie sich längs der Basis in mehrere Theile zerspaltet haben, welche gegen einander um ein klein wenig verschoben sind. Die Spalten zwischen den verschiedenen Theilen, welche zuweilen eine Breite von 1 mm erreichen können, sind meistens von Quarz, seltener von Flusspath, Eisenoxydhydraten oder Mikroklin gefüllt worden. Oft haben sich die einzelnen Spaltungsstücke von Mikroklin gegen einander noch weiter verschoben, so dass die Krystalle stark ausgepresst erscheinen, oder auch sind die Krystalle durch unregelmässige Sprünge in eine Menge von Stückchen getheilt worden, welche linsenförmige Häufchen bilden. Im Allgemeinen sind jedoch die Feldspathe im Vergleich mit den Quarzen recht gut erhalten.

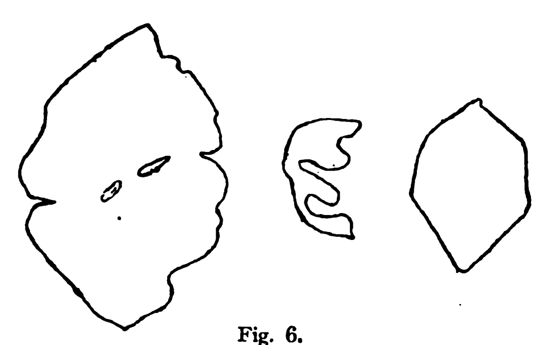


Fig. 6.
Quarzkrystalle im Gestein von Sarakallio, z. Th. mit Resorptionseinbuchtungen. Vergr. 18.

Die *Quarz*einsprenglinge zeigen, wo ihre ursprüngliche Gestalt noch erhalten ist, die typische Dihexaederform und besitzen meistens eine Grösse von 2—3 mm. Sie zeigen fast allgemein chemische Corrosionen, zuweilen auch Zerspaltungen, welche offenbar primärer Herkunft sind. In dem Gesteine, welches im Sarakallio nahe am Contacte vorkommt, sind ihre Formen meistens sehr gut erhalten. Die Fig. 6 giebt von diesen gut erhaltenen ursprünglichen Formen einige Beispiele. Doch zeigen die Quarze meistens auch hier eine undulirende Auslöschung. Einzelne Krystalle sind sogar stark deformirt worden. So zeigt Fig. 7 einen in diesem Gestein vorkom-

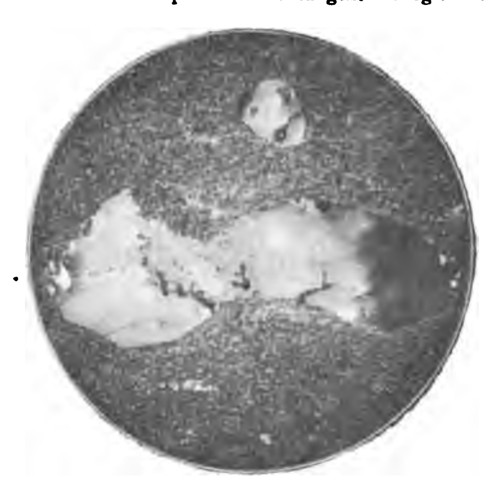


Fig. 7.
In der Mitte zerrissener Quarzkrystall im Gestein von Sarakallio. Gekreuzte Nicols. Vergr. 8.

menden Quarzkrystall, welcher in der Mitte ausgewalzt oder wie zerrissen worden ist, während die beiden Enden ihre Form gut erhalten haben. In anderen Fällen sind die linsenförmig ausgepressten Quarze um die Ecken der Feldspathkrystalle gebogen (Fig. 8), wie dieses auch von Futterer für das Thalgestein beschrieben wurde. In dem Gestein, welches die Mitte des Ganges bei Sara bildet, sind fast alle Quarze auf diese Weise stark ausgewalzt worden. Doch kann man hier und da noch einen Rest der ursprünglichen Form erkennen, während die Quarze im Gestein von Ruskeavuori durchwegs zu linsenförmigen Streifchen verwandelt worden sind, welche nur selten einen Rest der ursprünglichen Gestalt erkennen lassen. Einzelne sind hierbei so stark ausgepresst worden, dass die Breite der Schnitte nur $^1/_{10}$ der Länge beträgt.



Fig. 8.
Ausgepresster Quarzkrystall, welcher um die Ecke eines Mikroklinkrystalles (M) gebogen worden ist. Gestein von Sarakallio. Vergr. 10. Nicols gekreuzt.

Das Verhalten der Quarze erinnert etwas an fluidale Erscheinungen, es ist aber deutlich, dass es nur durch Bewegung in vollständig festem und starrem Zustande erklärt werden kann. Denn die deutliche Krystallform und die Resorptionseinstülpungen einzelner auch der stark gepressten Quarze (vergl. Fig. 8) zeigen deutlich, dass die Auswalzung erst nach der vollständigen Krystallisation begann. Es lässt sich der ganze Vorgang der Auspressung hier in allen Stadien gut verfolgen. Als erstes Anzeichen der Veränderung zeigen die Quarze eine undulirende Auslöschung. Bei stärkerer Pressung haben sie sich in mehrere ganz verschieden orientirte Felder zertheilt, die wieder jedes für sich stark undu-

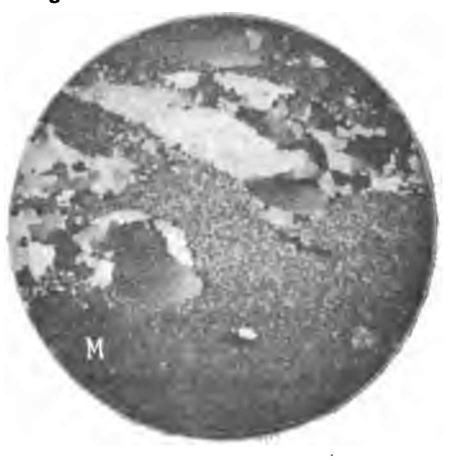


Fig. 9.
Stark ausgepresste Quarzkrystalle im Gestein von Ruskeavuori. M = Mikroklinkrystall. Nicols gekreuzt. Vergr. 8.

lirende Auslöschung zeigen, so dass es deutlich wird, dass der ganze Krystall in unzählige Theile zerdrückt worden ist. Es ist offenbar nicht eine Plasticität des Quarzes, sondern im Gegentheil seine ausserordentliche Sprödigkeit, welche seine scheinbar plastische Umformung bedingt. Es ist somit nicht eine »Umformung ohne Bruch» sondern im Gegentheil eine »Umformung durch unzählige Brüche», die man hier vor sich hat. Es ist aber bemerkenswerth, dass die Quarze des Gesteins von Ruskeavuori, welche am stärksten ausgepresst worden sind, sehr oft von rundlichen Körnern bestehen, welche keine sehr auffallende undulirende Auslöschung zeigen. Hier hat offenbar eine Auflösung und Wiederverkittung der einzelnen Partikelchen stattgefunden, welche gleichsam eine Verheilung der bei der Zerdrückung entstandenen Risse bewirkt haben.

Die *Grundmasse* tritt in dreierlei Modificationen auf. In dem Gesteine, welches die Hauptmasse von Sarakallio bildet, erkennt man stellenweise eine sehr typische und unzweifelhaft primäre *mikropegmatitische* Structur. In Fig. 10 ist die Durchwachsung der Orthoklaskörner von Quarzsäulchen sehr deutlich zu sehen. In den Resorptionsräumen der Feldspatheinsprenglinge ist diese Structur auch schön erhalten. Übrigens ist sie meistens in der Grundmasse durch die starke Druckeinwirkung verändert worden, so dass sie oft nur schwierig erkenntlich ist. Neugebildete Körner von Quarz und Mikroklin siedeln sich besonders zu beiden Seiten der Einsprenglinge an, wo sich bei der Zerdrückung klaffende Spalten bildeten. Überhaupt ist aber die Neubildung nicht besonders reichlich gewesen, sondern die rein mechanischen Einwirkungen sind in den Vordergrund getreten. Neben den genannten Mineralien findet man in der Grundmasse zahlreiche *Chlorit*schüppchen, die wohl alle aus Biotit entstanden sind, der noch zuweilen erhalten ist. Gelegentlich bilden sie breitere Stre fen, welche sich um die Einsprenglinge in einer Weise winden, die an fluidale Bewegungen erinnert. *Titanit*körner sind auch hier und da vorhanden, und zeigen zuweilen einen Kern von opakem Erze.



Fig. 10.
Mikropegmatit. Sarakallio, Mitte des Ganges. Gekreuzte Nicols. Vergr. 65.

Kleine Zirkonkrystalle werden in allen Varietäten des Quarzporphyres nicht selten beobachtet.

In dem Gestein, welches in Sarakallio nahe am *Contacte* vorkommt,

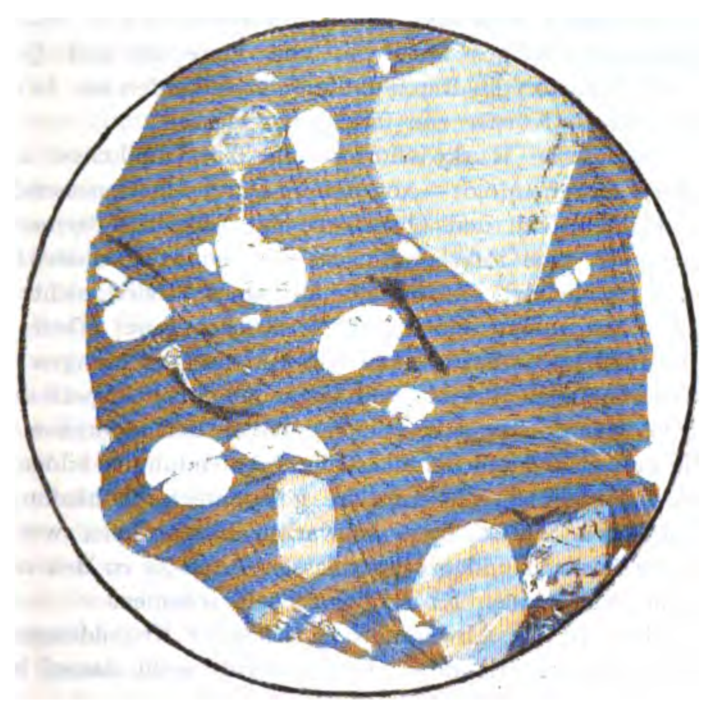


Fig. 11.
Fluidalstructur im Contactgestein von Sarakallio. Nach einer Photographie gezeichnet. Gewöhnliches Licht. Vergr. 3,7.

besteht die makroskopisch dichte Grundmasse aus allotriomorphen Feldspath- und Quarzkörnern, zusammen mit Chloritblättchen und winzig kleinen Körnern von Titanit. Die Chloritblättchen häufen sich stellenweise zu langen Streifen an, welche sich um die Einsprenlinge in zierlichen Windungen ziehen, eine sehr schöne *Fluidalstructur* andeutend. Vergl. Fig. 11.

In einem solchen Streifen fand ich im Chlorit einen *Apatit*krystall, welcher eine Interposition enthielt, die aus einer nur stellenweise aufleuchtenden isotropen Masse, also aus *Glas* bestand. Siehe Fig. 12.



Fig. 12.
Apatitkrystall mit Glasinterposition. Vergr. 350.

Auch in diesem Gestein ist aber besonders in den Resorptionseinbuchtungen der Einsprenglinge die pri-

märe Structur der Grundmasse sehr schön erhalten. Die Mineralien sind in diesen Einstülpungen, wie es Fig. 5 (S. 5) zeigt, oft zonar angeordnet. Zunächst dem Rande liegen feine Chloritblättchen, dann folgt eine Zone, die aus radial gestellten, feinen Feldspathlamellen besteht, dann ein allotriomorph-körniges Gemenge von Feldspath und Quarz, das zuweilen von Eisenoxydhydraten braungefärbt worden ist. In der Mitte liegen oft grössere Körner von farblosem Quarze.

Im Gestein von Ruskeavuori besteht die Grundmasse aus lauter kleinen allotriomorphen (0,01—0,05 mm im Durchschnitt messenden) Körnern von Kalifeldspath und Quarz, die mit Chlorit untermengt sind. Die Structur ist eine mikrogranitische im Sinne Rosenbusch's, doch ist es sehr zweifelhaft, ob dieselbe primär sei oder nicht vielmehr durch die Umwandlung einer mikrofelsitischen, zum Theil vielleicht glasigen Grundmasse entstand. Die Resorptionseinbuchtungen der Feldspathe werden nämlich oft von einem Gemenge von Feldspath und Quarz bekleidet, in welchem diese vorwiegend radial stehende kleine Leistchen bilden, die zuweilen deutlich radialstruirte Anhäufungen bilden.

Man findet in diesem Gestein gelegentlich Anhäufungen von Epidotstengelchen und opaken, schwarzen Erzpartikeln, welche längliche Formen besitzen und gewissermassen Analoga zu den einsprenglingsartig hervortretenden Krystallen zu sein scheinen.

Auffallend ist die Abwesenheit sericitischer Neubildungen in allen diesen Quarzporphyrvarietäten. Dieses dürfte wohl darauf hindeuten, dass die Umwandlung in einer Tiefe geschah, in welcher die der Verwitterung nahe stehenden Processe schon eine unbedeutende Rolle spielten.

Contactverhältnisse und geologisches Alter des Quarzporphyrs.

Der Granit, welcher von dem Quarzporphyrgang durchsetzt wird, gehört zu dem grossen centralen Granitmassiv, welches sich nördlich von der Stadt Tammerfors durch die ganze Mitte von Süd-Finnland ausdehnt. Er zeigt in Karvia meistens eine porphyrartige Structur, in dem bis 3 cm. lange, meistens etwas rundliche Feldspathe in einem mittelkörnigen Gemenge von granitischen Mineralien liegen. Der Feldspath ist zum Theil Oligoklas, zum grössten Theil aber Mikroklin. Beide besitzen recht gute Formbegrenzung, während der Quarz meistens formlos ist. Auch kommen Verwachsungen von beiden Mineralien vor, indem kleine rundliche Feldspathkörner von undeutlich radial ange-

ordneten, wurmähnlich gekrümmten Quarzstengeln durchwachsen sind. Der Glimmer ist lediglich Biotit, welcher oft von Hornblende vertreten wird.

In der Nähe des Ganges ist der Granit, wie man schon makroskopisch beobachten kann, zum Theil stark zertrümmert worden, indem er von einer Menge von Spalten durchzogen wird, welche von mit Epidot untermengtem zerriebenem Gesteinsmaterial gefüllt worden sind.

Man findet auch hier einen parallel dem Quarzporphyrgange auf einer Entfernung von einigen Metern von diesem laufenden Gang, der von einem mittelkörnigen grüngrauen Gestein ausgefüllt worden ist. Die Breite des Ganges ist nur einige cm, die Grenzen sind aber ganz scharf; die ausfüllende Masse hat ein einheitliches Aussehen und kann keineswegs als Detritusmaterial betrachtet werden. Mikroskopisch erkennt man, dass das Gestein hauptsächlich aus Epidot, Zoisit und Chlorit besteht, welche mit vereinzelten noch erhaltenen Plagioklasstückchen und zahlreichen Erzpartikeln untermengt sind. Dieser Mineralbestand ist offenbar ein secundärer und erinnert sehr an die sog. Uralitdiabasen Smålands, welche im genetischen Zusammenhang mit Quarzporphyren auftreten, oft dieselbe Gangspalte ausfüllend.[1] In der Umgegend von Karvia sind keine Gesteine bekannt, mit welchen dieses Ganggestein besser als mit dem Quarzporphyr in Beziehung gebracht werden könnte.

Der Quarzporphyr zeigt auch selbst sowohl geologisch wie petrographisch grosse Ähnlichkeiten mit dem genannten småländischen Quarzporphyr. Für Finnland ist es bis jetzt eine vereinzelte Erscheinung, für welche keine Analoga vorliegen.

In Dünnschliffen von Contactstufen zeigt der Granit in prägnantester Form die wohlbekannten Erscheinungen starker mechanischer Metamorphose. Die meisten Gemengtheile sind in Stückchen zerrissen und zum Theil zu dem feinsten Detritus zerrieben worden. Nun findet man Anhäufungen dieser zerrissenen Mineralien auch in dem dichten Quarzporphyre in der Nähe des Contactes. Dieses beweist, dass die Zertrümmerung des Gesteins eben im Zusammenhang mit dem Aufreissen der Gangspalte geschah. Dieses wird auch dadurch bewiesen, dass die Zertrümmerungszonen in dem Granit der Umgegend oft vorwiegend parallel der Richtung des Ganges gehen.

---

[1] F. Eichstädt, Om Uralitdiabas, en följeslagare till gångformigt uppträdande småländska kvartsporfyrer. Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. VI. S. 709. Idem, Pyroxen- och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang till Sv. Vet.-Akad. Handl. Bd. II. N:o 14. S. 82.

Durch die Beziehungen zu diesem Granit wird das Alter des Quarzporphyres nach unten hin bestimmt. Jener Granit durchsetzt nähmlich überall an seinen Grenzen die jüngeren archäischen (»bottnischen») Schieferformationen sedimentären Ursprungs, welche in den Tammerforsgegenden vorkommen, und die Eruption des Quarzporphyres kann somit nicht früher als gegen das Ende der archäischen Ära stattgefunden haben.

Anderseits zeigt aber das Vorhandensein der starken Druckwirkungen, dass das betreffende Gestein älter ist als die Rapakivigesteine, zu welchen alle früher beschriebenen Quarzporphyre Finnlands gehören. Lose Blöcke typischer Rapakivigesteine unbekannter Herkunft habe ich noch im Norden von Karvia gefunden; diese zeigen eben so wenig wie die im südwestlichen Finnland und nördlichen Schweden anstehenden einige Druckwirkungen.

Die Eruption dieses Quarzporphyres würde somit vor oder in die letzte Zeit einfallen, während welcher im südlichen Finnland Faltungsbewegungen noch stattfanden, nähmlich in die *ältere algonkische (»jatulische») Zeit*.

Jedenfalls ist er aber sicher von *praecambrischem* Alter, wie er sich auch in seiner ganzen Beschaffenheit nicht denjenigen Gesteinen anschliesst, welche Brögger [1] als *palaiotype* bezeichnet und für welche zum Beispiel die Rapakiviquarzporphyre gute Beispiele liefern. Der Quarzporphyr von Karvia schliesst sich petrographisch eher den Ergussgesteinen des gefalteten Grundgebirges an, unter finnländischen Gesteinen zum Beispiel an diejenigen viel älteren Effusivgesteine, welche als Gerölle in den »bottnischen» Schiefern der Tammerforsgegend vorkommen, sowie an die von mir früher beschriebenen Uralitporphyriten, welche jedoch meistens ihrer Mineralbeschaffenheit gemäss noch stärker metamorphosirt worden sind. Noch mehr Ähnlichkeit zeigt aber das Gestein von Karvia mit den früher erwähnten, von O. Nordenskjöld beschriebenen Quarzporphyren Smålands.[2] In Analogie mit den Brögger'schen Bezeichnungen könnte man solche Gesteine geradezu *archaiotyp* nennen. O. Nordenskjöld hat vorgeschlagen, die småländischen Gangquarzporphyre und andere Gesteine derselben Gegend, welche er als mit ihnen genetisch zusammengehörig betrachtet, als »*Eorhyolite*» zu bezeichnen,[3]

---

[1] W. C. Brögger. Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie. Kristina Vid. Selsk. Skrifter. I Math.-naturv. klasse. 1894. N:o 4. S. 88—90.

[2] Otto Nordenskjöld, Ueber archaeische Ergussgesteine aus Småland. Bull. Geol. Instit. of Upsala N:o 2. Vol. 1. 1893. S. 191 ff.

[3] l. c. S. 153. Cf. S. 252—253.

was ungefähr denselben Sinn wie die Bezeichnung »archaiotyper Rhyolit» hätte.

Es scheint mir jedoch zweifelhaft, ob es überhaupt zweckmässig sei, solche neuen Namen hier einzuführen, welche den Zusammenhang zwischen geologischem Alter und petrographischer Beschaffenheit so streng betonen, namentlich wenn es von der Seite derjenigen geschieht, welche dieselbe Lehre in ihrer alten Form am erfolgreichsten angefochten haben. Wenn einmal zugegeben wird, dass die geringfügigen secularen Veränderungen, durch welche ein Gestein einen »palaiotypen» Charakter erhält, ebenso wie diejenigen eingreifenderen Umgestaltungen, welche durch die Dislocationsmetamorphose verursacht werden, in einem Falle schneller, im anderen langsamer eintreten können, und somit nicht direkt als eine Function der Zeit betrachtet werden können, so thut man vielleicht besser, die alte Bezeichnungsweise, welche die paläo-, meso- und kainozoischen Eruptivgesteine scharf sondert, hier völlig und entschieden fallen zu lassen.

Dieses war allerdings der Standpunkt von G. H. Williams, der mir kurz vor seinem Tode in einem Briefe, datirt Baltimore den 29 April 1894, folgende Worte schrieb, welche verdienen der Vergessenheit entrissen zu werden:

»As regards the prefixes *apo-* und *eo-*, proposed almost simultaneously by O. Nordenskjöld aud my pupil Miss Bascom at my suggestion, it is quite a curious coincidence that we should have come so nearly to the same result. Still my point of view is entirely different from Nordenskjölds'. His »*eo-*» I object to simply because it accords, as he says, with »*palaeo-*» and »*neo-*». Now I believe that we do need some agreed upon prefix to be used with our accepted volcanic rock-names to designate a definite secondary change, when this can be demonstrated, as it often can — as for instance *devitrification*, which I believe to be the most common of all changes. »*Apo-*» can be used in this way wholly independently of age and that is the *only* way it should be used. We *might*, for instance, have a Tertiary apo-rhyolite. To be sure the older rocks would as a rule be most likely to be devitrified, but that is not a relation so necessary as to be expressed in the name. A holocrystalline rhyolite would of course be a *rhyolite*, no matter what its age was. But if glassy structures showed that its crystalline structure had resulted from devitrification, as they often do, it would be an aporhyolite.

I am, along with all American petrographers, totally opposed to age distinctions in rock classification. We shall certainly abandon it in

this country, as, indeed, we have done already. But we are all agreed that some way of designating a demonstrable kind of alteration is desirable.»[1]

Diese Anschaungsweise lässt an Consequenz und Klarheit nichts zu wünschen übrig; in diesen Worten liegt das Programm einer grossen Fraction der jüngeren petrographischen Schule klar ausgedrückt.

Die von Brögger, und zwar nur vorbehältlich, vorgeschlagene Bezeichnungsweise würde aber jedenfalls den Vortheil mit sich bringen, dass hierdurch gleichsam eine Vermittelung zwischen der alten und neuen petrographischen Nomenclatur gegeben wäre, und sie könnte vielleicht in diesem Sinne von Nutzen sein.

Anhang:* *Ueber die Bestimmung der Mutterkluft der bei den Königsberger Tiefbohrungen gefundenen Geschieben von angeblich finnländischen Quarzporphyren und Graniten:

In einem jüngst erschienenen Aufsatze Ueber diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen (Jahrbuch der königl. preuss. geolog. Landesanst für 1894. S. 1—66) von Herrn *Johannes Korn*, wird der Quarzporphyrgang von Hormaluoma als mögliche Mutterkluft für einen bei Königsberg gefundenen Block angeführt. Doch fügt der Verf. hinzu: »da das finnische Gestein aber nur eine ganz locale Verbreitung hat, so ist es zweifelhaft, ob unser Stückchen dorther stammt». Diese Angabe gründet sich zum Theil auf den Vergleich mit den von mir an Herrn Professor Koken gesandten Dünnschliffen des Karviagesteins, zum Theil auf meine brieflichen Mittheilungen an denselben. Was nun die letzteren angeht, haben sie aber leider zu mehreren Missverständnissen vonseiten des Verfassers Veranlassung gegeben. Ich kann ihn dafür nicht verantwortlich machen, weil es meinen kurzgefassten Angaben wohl an Klarheit gefehlt hat, da ich die Briefe während kurzer Besuche in der Stadt in der Zeit der Feldarbeiten verfasste. Ich will aber zur Klarstellung meines Standpunktes hier die folgende Berichtigung eintragen.

Zuerst erhielt ich von Herrn Professor Koken zur Durchsicht eine Anzahl Proben, von welchen die Mehrzahl sehr typische Quarzporphyre waren, für welche nach der Angabe Professor Kokens eine Herkunft aus Småland ausgeschlossen erschien, und die somit aller Wahrscheinlichkeit nach aus Finnland stammten. In einigen von diesen Proben fand ich

[1] In ähnlicher Weise spricht sich J. Morgan Clements in einem Aufsatze aus, der während der Drucklegung dem Verf. zur Hand kam (The Volcanics of the Michigamme District. Journal of Geology, Oct. Nov. 1895. S. 822): Moreover, the idea of time is inseparably connected with the names proposed by Nordenskjöld, und it is very desirable to eliminate this altogether from petrographical nomenclature. Again, unless there is to be a decided gain from the use of new terms, we might just as well continue to use the terms which have been so long in use, as felsite, etc. as these already imply a difference in age and condition of preservation. — Der in den letzten Worten ausgesprochenen Ansicht möchte sich der Verf. vollständig anschliessen.

Structurformen, die unter finnländischen Gesteinen nur in den Rapakiviquarzporphyren und zwar hier nur in dem Südsaume des wiborgischen Rapakivigebietes angetroffen werden. Einige von diesen Structurformen waren so charakteristisch, dass es mir kaum zweifelhaft erschien, dass diese Gesteine aus den Rapakivigebieten stammten, *falls sie überhaupt von finnländischer Herkunft waren*. In einer Probe fand ich wohl Spuren von Kataklaserscheinungen, die ich jedoch als auch in den Rapakivigesteinen nicht fehlende lokale Zertrümmerungen deutete. Alle diese Umstände habe ich in meinem ersten Briefe kurz hervorgehoben.

Später erhielt ich andere Proben, unter welchen solche mit Kataklaserscheinungen prägnanterer Art häufiger waren. Dieses steigerte meine Bedenken, die früher gesandten Proben als Rapakivigesteine anzusehen, und ich hob in meinem zweiten Briefe hervor, dass nur das eventuelle Zusammenvorkommen solcher Gesteine mit Blöcken von typischem Wiborgrapakivi es berechtigen sollte, sie als von dort stammend anzusehen. Weiter wies ich nochmals auf die småländischen Gesteine und auf die von Hedström (Geol. Fören. i Stockh. Förh. 1894. S. 247) geschilderten Gesteine des baltischen Meeresbodens hin, um zu zeigen, dass solche Quarzporphyre im Norden unter vielerlei Umständen vorkommen können und dass deren Mutterkluft somit schwer zu bestimmen sei. Zu diesem Zwecke sandte ich auch eine Probe des Gesteins von Karvia mit, nicht aber um dadurch die Ansicht auszusprechen, dass dieses Gestein unter den Königsberger Gesteinen repräsentirt sein könnte. Denn es ist wohl, wie ich auch in meinem Briefe betonte, kaum glaublich, dass man das Gestein eines nur 5 Kilometer langen und höchtens 30—50 Meter breiten Ganges unter den Billionen Blöcken des deutschen Flachlandes wiederfinden könnte.

Auch wird wohl jeder im Norden arbeitende Geologe gleich einsehen, dass ich über die Herkunft so wenig charakteristischer, geradezu »untypischer» Gesteine wie die vom Verfasser unter N:o 12946 und 31688 aufgeführten Granite einigermassen bestimmte Angaben geben konnte. Wenn ich die Gesteine von Keihäsjärvi und Leinamojärvi in Kalvola zum Vergleich sandte, so wollte ich damit nur hervorheben, dass ebensolche Gesteine auch in Finnland vorkommen, betonte aber zugleich, dass dieselben im ganzen Norden zu den verbreitetsten gehören.

Das ganze Missverständniss scheint darin seine Ursache zu haben, dass es wohl den meisten deutschen Geologen nicht leicht sein dürfte, sich eine exacte Vorstellung von den Schwierigkeiten zu bilden, welche einer Bestimmung der Mutterkluft derjenigen nordischen Blöcke entgegentreten, welche aus *nicht charakteristischem* krystallinischem Gesteine bestehen, während sie dagegen den berechtigten Wunsch hegen, diese Mutterkluft soweit als möglich bestimmt zu kennen. Daher die zahlreichen Angaben deutscher Blockpetrographen über den genauen Herstammungsort von Gesteinen, welche im Norden zu den allergewöhnlichsten gerechnet werden. Es mag mir entschuldigt werden, wenn ich dieser bei den deutschen Blockgeologen natürlichen Neigung, jede Angabe, die sich auf den möglichen Herstammungsort bezieht, soweit als möglich zu benutzen zu suchen, nicht gebührend Rechnung trug, und deswegen meine Zweifel nicht genügend betonte. Doch habe ich wie ich glaube in meinem Briefe deutlich hervorgehoben, dass es besser ist, sich bei solchen Blockstudien lediglich an solche Gesteine zu halten, die ein ganz charakteristisches Aussehen und eine beschränkte Verbreitung besitzen, als die Herkunft jedes Blockes zu bestimmen zu suchen. Ausdrücklich betonte ich, dass ich dem Vorkommen eines einzigen Blockes von typischem Wiborg-Rapakivi grösseres Gewicht beilegen würde, als allen diesen Quarzporphyren, welche in sehr ähnlichen Gestalten vielerorten vorkommen.

Es dürfte aus dem oben angeführten genügend hervorgehen, dass ich meine Angaben nicht in der bestimmten Form abfasste, worin sie in dem Aufsatze von Dr. Korn vorliegen, sondern nur hervorheben wollte, dass die mir gesandten Gesteine zum Theil solche waren,

die in Finnland recht gewöhnlich sind und dabei diverse Muthmassungen über die Herkunft der Quarzporphyre mittheilen wollte.

Ich will aber jetzt die Gelegenheit benutzen, um es hervorzuheben, welche finnländischen Gesteine zu »glacialen Leitgesteinen» besonders geeignet sind.

Im Westen haben wir zuerst die wohlbekannten Åland-Gesteine, auf deren Bedeutung ich wohl nicht hinzuweisen brauche.

Unter Gesteinen, die von Eisströmen geführt worden sind, welche den westlichsten Theil des finnländischen Festlandes passirt haben, muss man immer den typischen grobkörnigen westfinnländischen Rapakivi von Nystad und Raumo antreffen. Dieses Gestein ist mit keinem auf Åland oder im westlichen Schweden anstehenden zu verwechseln, während dagegen umgekehrt der Haupttypus des Ragundagranites von gewissen Graniten des Raumogebietes nicht zu unterscheiden sein dürfte.

Für die Gegend zwischen Åbo und Lovisa giebt es keine anderen Gesteine, welche zu Leitgesteinen verwendbar sind, als die Uralitporphyrite von Tammela und Kalvola, sowie der Gegend von Borgå, die zwar eine beschränkte Verbreitung, dafür aber eine sehr charakteristische Beschaffenheit besitzen. Auch einzelne der Schiefergesteine der Gegend von Tammerfors dürften zu dem genannten Zwecke verwendbar sein, falls sie überhaupt Deutschland erreicht haben.

O. von Lovisa trifft man wieder den sehr charakteristischen Wiborg-Rapakivi, der sich bis nach dem Wuoksenflusse O. von Wiborg erstreckt.

In der Gegend N. vom Ladoga giebt es keine recht anwendbaren Leitgesteine, weil die meisten der hier anstehenden Gesteine auch in dem Olonez-Gebiet angetroffen werden. Vielleicht wird man jedoch hier den Walamo-Diabas und einige Schiefer zu diesem Zwecke benutzen können. Im NO. vom Ladoga tritt wieder ein sehr charakteristischer Rapakivi auf, und da die Bewegungsrichtungen des Eises hier zum Theil gerade von N. nach S. gingen, wurden wohl solche Blöcke von allen Eisströmen, welche die Ladoga-Senkung passirt haben, transportirt.

Es wird schon mit Benutzung der erwähnten Gesteine möglich sein, die Richtung der Eisströme, die sich über das südliche Finnland bewegt haben, zu bestimmen. Die übrigen Gesteine, welche meistens in ähnlicher Gestaltung über das ganze nördliche Gebiet verbreitet sind, lässt man, wenn es sich nicht um statistische Schätzungen handelt, besser bei Seite.

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE LA FINLANDE

N:o 3

TILL FRÅGAN OM

DET SENGLACIALA HAFVETS UTBREDNING I SÖDRA FINLAND

AF

WILHELM RAMSAY

JEMTE BIHANG 1 OCH 2

AF

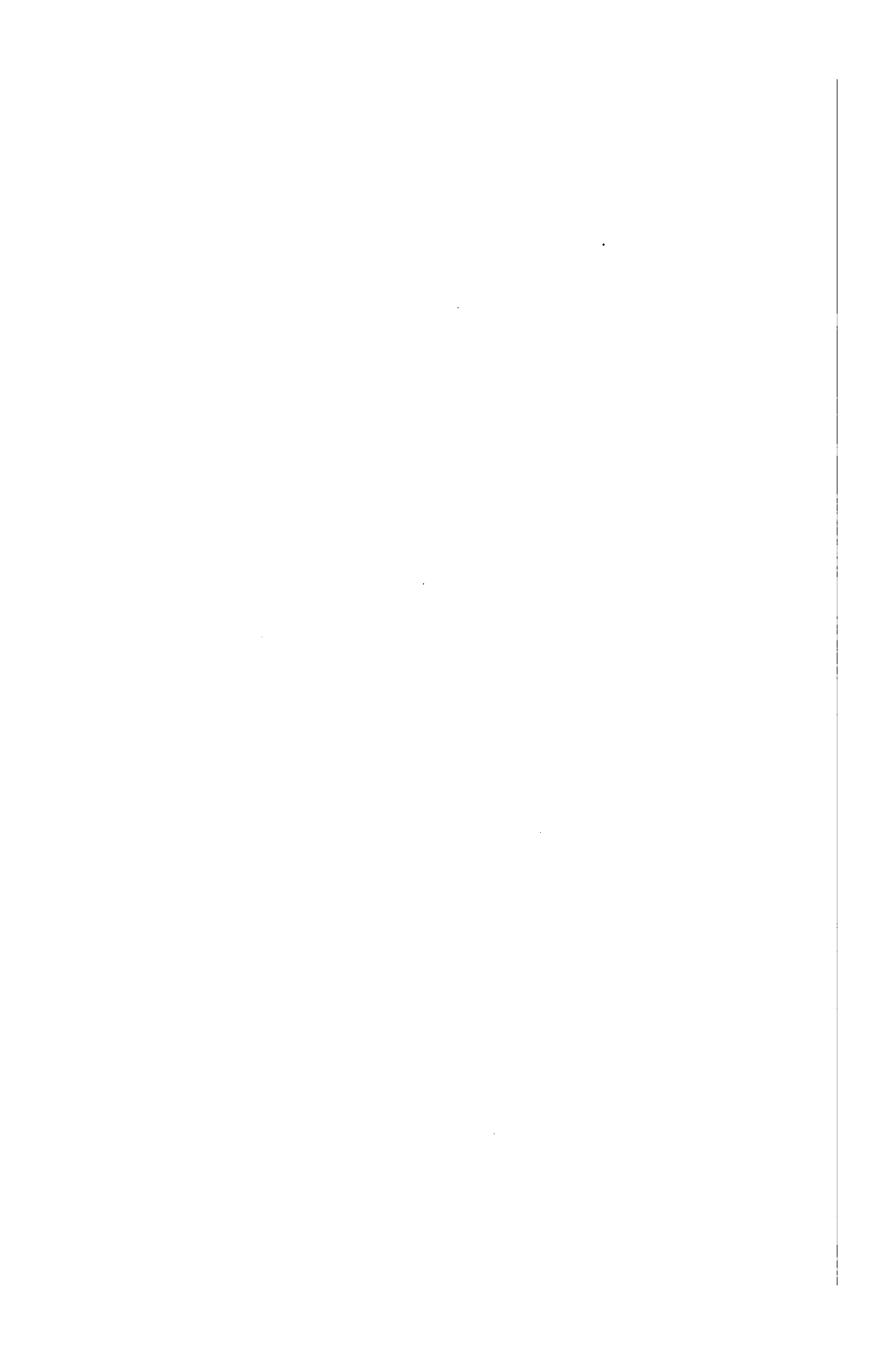
VICTOR HACKMAN OCH J. J. SEDERHOLM

SAMT 3

(RÉSUMÉ EN FRANÇAIS)

AFTRYCK UR FENNIA

HELSINGFORS
FEBRUARI, 1896



BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 3

TILL FRÅGAN
OM DET
SENGLACIALA HAFVETS UTBREDNING
I
SÖDRA FINLAND

AF
WILHELM RAMSAY

MED EN KARTA JEMTE BIHANG 1

MARINA GRÄNSER I ÖSTRA FINLAND

AF
V. HACKMAN

OCH BIHANG 2

NÅGRA IAKTTAGELSER
RÖRANDE
YOLDIAHAFVETS HÖGSTA STRANDLINIER

AF
J. J. SEDERHOLM

RESUMÉ:
LA TRANSGRESSION DE L'ANCIENNE MER GLACIAIRE (LA MER DE YOLDIA) SUR LA FINLANDE MÉRIDIONALE

HELSINGFORS
FÉVR. 1896

Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland.

Af

WILHELM RAMSAY.

Med en karta.

(Anmäld den 26 Okt. 1895).

Sedan till de af DE GEER [1] år 1893 utförda nivelleringarna af den marina gränsens höjd vid Finska Viken numera tillkommit ett antal bestämningar, utförda vid Geologiska Kommissionens arbeten samt af V. HACKMAN, och efter det jag själf under den förflutna sommaren på åtskilliga punkter i landet uppmätt strandmärkens höjd öfver hafvet enligt den plan, jag på Sällskapets möte den 21 maj 1895 framlade [2], vågar jag bidraga till lösningen af frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland med följande framställning. I betraktande af observationernas fåtal och den osäkerhet, som vidlåder flere af dem, är jag medveten om att framtida undersökningar skola gifva anledning till vidtgående ändringar af detta första utkast, och hoppas därför, att detsamma så snart som möjligt må gifva anledning till en fullständigare utredning.

Iakttagelser.

DE GEER har bestämt det senglaciala hafvets gräns på följande punkter i Finland (l. c. p. 641):

Lokal.	Marina gränsens höjd öfver hafvet.
Messilä, Hollola	c. 152 m
Maavehmais, Kärkölä	c. 153,4 m; 5 m högre en uppkastad vall.

---

[1] G. DE GEER, Kvartära nivåförändringar vid Finska Viken. Geol. Fören. Förh. Bd. 16. Stockholm 1894. p. 639.

[2] Fennia 12, n:o 1.

Lokal.	Marina gränsens höjd öfver hafvet.
7 km W om Perkjärvi station	c. 76 m [1]
Langila, Walkjärvi	c. 70 m
6 km E om Seivistö, Nykyrka	c. 55 m } [1]
4 km NW om Terijoki, Nykyrka	c. 45 m }
5 km W om Walkeasaari station	c. 35 m }

De två första af dessa punkter har jag besökt och vid mina mätningar erhållit tal, som öfverensstämma med De Geer's. Dock är jag benägen att såsom det senglaciala hafvets gräns vid Maavehmais beteckna en linje strax ofvanom den vall vid 158 m, som De Geer förmodar vara uppkastad vid ovanligt stark storm. Äfven Berghell, som i detalj undersökt denna terräng, är af samma åsikt och har funnit en tydlig marin gräns vid 159 m ö. h. (enligt muntligt meddelande).

V. Hackman och J. J. Sederholm hafva med de uppgifter, som ingå i Bihangen 1 och 2 till denna uppsats, beredvilligt tillmötesgått min anhållan att få begagna resultaten af deras undersökningar af den marina gränsen.

Mina egna undersökningar, värkställda sommaren 1895, beröra ett antal nedan uppräknade punkter. Vid nivelleringen af de särskilda strandmärkenas höjd öfver hafvet har jag begagnat dels en aneroid (Naudet 427, tillhörig Geologiska Kommissionen), dels en s. k. Elvings spegel, där terrängen tillåtit dess användande. Detta senare har tyvärr på många ställen ej varit möjligt (hvarken med eller utan signalstång), emedan flere af de höjder, där strandmärken anträffades, äro gamla svedjemarker, beväxta med tät löfskog. Såsom utgångspunkter för nivelleringarna hafva tjänat hafvet och några insjöars nivå, punkter vid järnvägslinjerna, punkter, afvägda af den Topografiska Kåren, samt i ett stort antal fall den rysk-skandinaviska gradmätningens triangelpunkter, hvilkas absoluta höjder äro beräknade af Woldstedt [2]. Såsom prof på den öfverensstämmelse,

---

[1]) Enligt meddelande af H. Berghell torde dessa punkter befinna sig under den marina gränsen. Se närmare därom i en kommande uppsats af H. B.

[2]) Woldstedt, Die Höhen der Dreieckspuncte der finnländischen Gradmessung. Acta Soc. Sc. Fenn. III. 1852. p. 159. Enligt Woldstedt skulle det sannolika felet ej öfverstiga ± 1m, men torde kunna vara betydligt större enligt meddel. af prof. A. Donner.

som mina nivelleringar med aneroid och afvägningsspegel visa sinsemellan och med WOLDSTEDTS höjduppgifter, må bestämningarna af Ronninmäki (Jyväskylä) tjäna:

Den 27 juni 1895.

Om Päijännes nivå antages = 78 m ö. h., blir

Ronninmäkis höjd enligt nivellering med Elvings spegel 226,35 m ö. h.

» » » » » aneroid 227,11 »

Enligt WOLDSTEDT är densamma 227,20 »

En så god öfverensstämmelse har dock icke ernåtts vid alla nivelleringar med aneroid. I vissa fall, ofta beroende af ostadig, växlande väderlek, visa de barometriska resultaten ända till 2 $^0/_0$ afvikelser (oftast för låga tal) från dem, som erhållits vid direkt nivellering. I många fall där uteslutande barometrisk nivellering användts, har därför ett fel af antydd storlek kunnat insmyga sig i uppgifterna om strandlinjernas nivå.

Hogland. På Hogland finnas intill betydande höjd öfver hafvet märken efter forntida stränder, mest i form af stenåkrar och väldiga rullstensvallar. Den högsta af dem sträcker sig i N—S som en åsrygg mellan Pohjoiskorkia och ett S derom liggande bärg. Dess höjd öfver hafvet fann HOFMANN [1] vara 78 m. Emellertid är den marina gränsen högre belägen, ty hafssvalladt strandklapper anträffas i bärgsskrefvorna intill en höjd af 87 m enligt en af mig gjord barometrisk bestämning och enligt nivellering med Elvings spegel af BERGHELL. Denna nivå torde något så när markera Y. G. [2] på Hogland, ty under densamma finner man också på de andra höjderna, Mäkipäällys, Haukkavuori och Lounatkorkia spår af hafvets invärkan, hvilka saknas i krosstensgruset ofvanom den-

---

[1] E. HOFMANN, Geognostische Beobachtungen auf einer Reise von Dorpat bis Åbo. Beiträge zur Kenntniss des russ. Reiches, herausgegeben von v. Baer und v. Helmersen. Bd. IV. Petersburg 1841. p. 97.

[2] Enligt ett förslag af BERGHELL användes i det följande Y. G. i stället för M. G. för att beteckna Yoldiahafvets gräns, under den på lätt förstådda skäl grundade förutsättningen att M. G. är Y. G. (Angående detta beteckningssätt, se närmare i BERGHELLS afhandling).

samma på de nämda bärgen. På Pohjoiskorkia har man således

Y. G. = 87 m ö. h.

I den branta bärgväggen på östra sidan af Pohjoiskorkia finnes vid c. 70 m höjd öfver hafvet en 11 m djup, c. 4 m hög och c. 1 à 2 m bred grotta, som uppstått i följd af bärgartens (kvartsporfyrens) parallelipipediska förklyftning i små stycken. Då denna grottas botten betäckes af klapperstenar, kan man draga den slutsatsen, att den existerade redan på Yoldiatiden, och att det senglaciala hafvets vågor sannolikt bildade densamma genom att bortföra de förklyftade blocken i bärgväggen.

***Ilkkola**, Loppis.* 3 km NW från Loppis kyrka ligger invid vägen till Tammela ett bärg, hvars högsta punkt enligt topografkårens mätningar [1] befinner sig 184.8 m ö. h. (86,6 saschen). Höjdens centrala, af gneisgranit bestående del betäckes af krosstensgrus och omgifves af vidsträckta massor af rullstensgrus, dels i åsform, dels utbredt till en mo, full af stora gropar [2]. Vid en nivå, som markeras af kurvan för 72 saschen, 153,6 m, äro dessa rullstensgrusbildningar platåtartadt begränsade, och där den centrala bärgmassan reser sig öfver dem, omgifves den af ett tydligt strandmärke, ett bälte af frisköljda block, ofvanom hvilket krosstensgruset ej visar tecken på marin invärkan. En nivellering med Elvings spegel från strandmärket till bärgets högsta del visade en differens af 29.84 m, hvaraf

Y. G. = 155 m ö. h.

***Sikovuori**, SE från Turenki station, Janakkala.* Rullstensås; högsta toppen, 72.4 saschen, visade spår af marin invärkan i form af frisköljda stenar.

Y. G. > 154 m ö. h.

***Lintumäki**, 6 km NE från Turenki, Vånå* [3], som utgör en del af den s. k. parallelkammen till Salpausselkä, är en konisk

[1] Topogr. kartblad rad XII, list 27.

[2] Kartbladet n:o 18, Tammela, F. G. U. 1890.

[3] Topogr. kartblad. XIV : 29.

grushöjd, hvars sidor betäckas af sandigt rullstensgrus, medan toppen, 74,8 saschen, består af frisköljda rullstenar och strandklapper.

Y. G. > 160 m ö. h.

Huhtmar, Orimattila. Här ligger en triangelpunkt 148,53 m. ö. h.[1] på ett gneisgranitbärg. Klapperstenshopar och samlingar af rullade block finnas i fördjupningarna och klyftorna på bärgets sidor. Det högsta, mycket tydligt utbildade bältet af knytnäfs- till hufvudstora rullade stenar befinner sig 2 m lägre än triangelpunkten. Då toppen är en kal klippa, kunde det ej afgöras, om denna strandlinje är den marina gränsen.

Y. G. > 146 m ö. h.

Vahteristo, *Nastola,* med en triangelpunkt, 178,14 m ö. h., är ett gneisbärg, omgifvet af krosstensgrus. Dess högre delar hafva säkert icke varit utsatta för marin invärkan, som däremot på de lägre delarna har lämnat tydliga spår efter sig. En skarp gräns för hafvets transgression iakttog jag dock ej. En mycket tydlig strandlinje i form af en horisontal rand af frisköljda stenar, nedanför hvilka en sluttande grusterrass utbreder sig, finnes på sydsidan af höjden vid 149 m ö. h., men fristående block äro mycket allmänna, ehuru ej arrangerade i bestämbara strandlinjer, intill 157 m ö. h. Höjdbestämningarna äro barometriska.

157 m ö. h. > Y. G. > 149 m ö. h.

Vesivehmais, *Asikkala.* Denna punkt och den följande befinna sig på »parallelkammen till Salpausselkä» på hvar sin sida om Vesijärvi kanal. En lång sträcka af denna grusrygg är upptill begränsad af en nästan horisontal platåartad yta, tydande på att hafvet i tiden gått öfver den. E om Anianpelto, där platåns höjd är c. 154 m ö. h., resa sig på densamma enstaka kullar, forna öar i Yoldiahafvet. En sådan är Paimenmäki, triangelpunkten Vesivehmais, belägen 168,54 m ö. h. Det af stora stenar uppfyllda krosstensgruset i denna är icke ursköljdt såsom det rullstensgrusartade materialet i åsen. En något otydlig blockstrand utmärker den forna hafsnivån, som är bättre markerad 5 km från

[1] Med »triangelpunkt» förstås i denna afhandling den rysk-skandinaviska gradmätningens tr.-p.

Vääksy af en blockstrand vid en liten kulle, som reser sig några m öfver platån. En bestämning med aneroid gaf

Y. G. = 157 m ö. h.

Kurhila, *Asikkala.* I Kurhila by består »inre Salpausselkä» af flere vid hvarandra liggande grushöjder, betäckta af en mantel af fruktbar, något lerhaltig sand. På en af dessa kullar, Kiikarmäki, ligger en triangelpunkt 173 m ö. h. Dess topp består af stenigt grus utan spår af marin invärkan och omgifves af ett bredt bälte af frisköljda block, Yoldiahafvets strand, utanför hvilken en sluttande terrass utbreder sig. En nivellering med Elvings spegel gaf

Y. G. = 163 m ö. h.

Soitinkallio, *Sysmä*, är ett flackt gneisbärg med en triangelpunkt 188,80 m ö. h. I dennas närmaste omgifning finnes mjöligt, tydligen af vågsvall orördt grus i bärgsskrefvorna. Lägre ned, E om densamma vid vägen till Kypärivuori gård fann jag en tydlig, ehuru föga utpräglad horisontal rand af glest liggande fristående block, hvilken jag endast med tvekan vågar beteckna såsom Y. G., emedan det till en stor del odlade, nedanför denna nivå belägna moränigruset i Soitinkallios omgifning icke visade afgörande kännetecken på att hafva varit utsatt för hafsbränningarnas invärkan, men ej häller på att alltid hafva varit supramarint. Enligt barometrisk bestämning är, i fall denna blockrand är den marina gränsen,

(Y. G. = 166 m ö. h.)[1]

Virmala, *Padasjoki,* är en bärgig ö, där på Tupsunmäki finnes en triangelpunkt 186,28 m ö. h. De söderom densamma belägna krosstenshöjderna äro väldiga blockhopar, bearbetade af hafssvall, hvaraf spåren på sydsidan af Tupsunmäki kunna följas ända intill en mycket tydlig, horisontal gräns af frisköljda block och klippor, bäst framträdande vid rån mellan Kellosalmi gård och Jokiois by. Ofvanför denna gräns anträffas finare, osköljdt grus. Här föreligger

---

[1] med ( ) omslutas de bestämningar, där det är osäkert om den uppmätta strandlinjen är Y. G.

således en högsta gräns för hafvets transgression; en mätning med Elvings spegel gaf

Y. G. = 170 m ö. h.

Kylmäkangas, *Kuhmois*, är en vidsträckt höjd, betäckt af morängrus, ur hvilket enstaka klipphällar framsticka. Den närmaste omgifningen af triangelpunkten på toppen, 200,83 m ö. h. har tydligen aldrig varit sänkt i hafvet, men någon bestämd marin gräns kunde jag ej upptäcka.

Viljamenvuori, *Sysmä*, med en triangelpunkt 194,60 m ö. h. är ett högt gneisgranitbärg, som framsticker ur en omgifning af krosstensgrus. I detta senare finnas öfver hvarandra liggande terasser och blockstränder. Den högsta af dessa tydligt utbildade strandlinjer befinner sig söder om bärget med triangelpunkten, enligt nivellering med Elvings spegel 147 m ö. h. Tecken på hafvets invärkan synes dock ofvanför denna nivå, och den marina gränsen befinner sig på det kala bärget, där den möjligen kan spåras i en på bärgets ostsida befintlig horisontal vall af stora kantiga block af grå gneisgranit, härstammande från den starkt förklyftade bärgväggen. Ifall i tiden frostvittring lösgjort dem och bränningar och packis uppvräkt dem, skulle de kunna anses beteckna en marin gräns, enligt nivellering med Elvings spegel angifvande

(Y. G. = 172 m ö. h.).

De föga gynsamma resultat jag erhöll vid besöken af Soitinkallio, Kylmäkangas och Viljamenvuori föranledde mig att resa förbi triangelpunkterna Kammio och Rappuvuori, då äfven dessa bestå af kala bärg och ett krosstensgrus, som ej tyckes vara lämpligt för uppkomsten af strandmärken.

Puolakka, *Korpilaks*. Här ligger en triangelpunkt på Oravavuori 192,24 m ö. h., men på det kala och branta bärget kunde ingen marin gräns upptäckas. Ett stycke från Puolakka vid vägen till Ahvenus by på gränsen mellan Jämsä och Korpilahti synes en mycket vacker blockstrand c. 174 m ö. h., men denna har öfverskridits af hafvet.

Korospohja, *Korpilaks*. Från Kärkis sund stryker mot SE en väldig ås af rullstensgrus. Dess branta sydsida är fullbesatt af

stora frisköljda rullstenar, och hafsvågorna hafva i tiden gått öfver dess högsta delar, som bilda ett vidsträckt blockfält, ur hvilket endast en mindre kulle strax norr om landsvägens högsta del uppsticker oberörd, såsom det tyckes, af det forntida hafvets bränningar. Den marina gränsen ligger här 104 m öfver Päijänne (barom. bestämning), hvaraf

Y. G. = 182 m ö. h.

Tammimäki, Joutsa, är en flere km lång och bred höjd, betäckt af lerigt och stenigt moröngrus. Flere gårdar ligga på densamma, bland dem Kämpinmäki invid en triangelpunkt 242,15 m ö. h. I norr omgifves Tammimäki af vidsträckta kärr, i söder af sandiga leråkrar och sandterrasser. Dessa äro tydligen marina ursköljningsprodukter, och ofvanför dem synas strandmärken, glest liggande fristående block, vid nivån 139 m ö. h. (barom. bestämn.). På norra sidan kunna horisontala blockränder spåras vid större höjd, intill 180 m ö. h. Dock har Tammimäki nedanför denna nivå såväl på norra som södra sidan typisk s. k. landskulptur. Intet spår af terrassbildning kan iakttagas, och på sydsidan af höjden tyckes gruset i alla åkrar under 180 m ö. h. vara af samma slag som öfver denna nivå, d. v. s. utan några påtagliga bevis för marin invärkan. Om icke observationerna vid Korospohja (se ofvan) och Hackmans bestämningar vid Ollanmäki (Bihang 1) skulle visa på en större höjd för Y. G. vid Tammimäki, vore man af iakttagelserna på dess sydsida frestad att fixera denna gräns vid 139 m. Så mycket anmärkningsvärdare är det därför, att 1 km SE från Kämpinmäki invid en framstickande bärghäll anträffas ett strandmärke ofvanom den sannolika Y. G., nämligen 200 m ö. h. (bar.) Klippans branta sydsida bildar fonden i en flack mot S öppen sänka, hvars sidor utgöras af krosstensgrusryggar; mot klippans fot stöder sig en horisontal vall af block, hvilken i krosstensgruset på hvardera sidan eger sin fortsättning i ett bälte af frisköljda stenar. Hela detta strandmärke är 60—70 m långt och visar sig endast inom den beskrifna sänkan. Det torde knappast vara af marint ursprung; en möjlig förklaring af dess uppkomst finnes framställd längre fram.

Vaatermäki, *Korpilaks*, vid gränsen till Toivakka, är en grushöjd med långsluttande sidor och en triangelpunkt på toppen, 227,88 m ö. h. På lägre nivåer utbreda sig i S och SE blockhaf och andra tydliga märken efter forntida marin invärkan. Högre upp, där dessa märken äro mindre tydliga, har marken varit utsatt för svedjebruk, och en del har t. o. m. blifvit upptagen till åker vid ett torp. Ofvanom denna odling sträcker sig S och SE om triangelpunkten ett några m bredt bälte af fristående stora, något flata stenar. På den motsatta sidan af toppen finner man vid samma nivå dels en obetydlig inskärning i gruset, dels en rätt märkbar gräns, nedanför hvilken de stora blocken äro alldeles fristående, undertill frisköljda, medan de ofvanför densamma äro inbäddade i gruset eller endast till hälften framsticka därur. Den täta löfskogen på toppen tillät ej direkt nivellering, utan användes aneroid, som gaf

Y. G. = 190 m ö. h.

Ronninmäki, *Jyväskylä*, en i NE—SW utsträckt väldig höjd, består af ett synnerligen blockrikt krosstensgrus, som på de lägre af hafvet bearbetade sluttningarna har likhet med rullstensgrus. På toppen, där en triangelpunkt ligger 227,20 m ö. h. framsticker fast bärg. På få ställen i vårt land torde man se gamla strandmärken så väl utbildade och den marina gränsen så skarp som vid Ronninmäki. SE om denna höjd utbreda sig lerfälten vid Jyväsjärvi och Keljonlahti; efter dem följer ett bredt bräm af sand, innanför hvilket såsom en kyklopisk mur åsens branta blockbeklädda sluttning höjer sig. Och så följa efter hvarandra omväxlande terrasser och blockstränder intill en mycket tydlig gräns, ofvanom hvilken de stora stenarna ligga inbäddade, åtminstone till hälften i gruset, som här täckes af en saftig vegetation af löf- och barrträd, blåbärsris, hönsbär och ormbunkar, då däremot nedanför gränsen endast barrskog, ljung och torr mossa trifvas. Denna gräns för ett forntida haf kan följas rundt omkring höjden, öfverallt vid samma nivå, som enligt nivellering med Elvings spegel betecknar

Y. G. = 194 m ö. h.

Då detta är en otvifvelaktig marin gräns, är det intressant, att på Ronninmäki ofvanom densamma anträffas ett strandmärke, hvilket ej kan hafva samma ursprung. W om toppen synes nämligen ett c. 50 à 60 m långt och ett par meter bredt, horisontalt bälte af väldiga kullerstenar utan något finare mellanliggande grus. Det ligger vid nivån 212 à 213 m ö. h. Ett försök till förklaring gifves längre fram.

Multamäki, *Laukas*, består till större delen af vanligt stenigt morängrus, utom den norra ändan, som utgöres af en kägla af fin rullstenssand, och på hvilken också en triangelpunkt finnes, 211,601 m ö. h. Nederst intill en höjd af c. 50 m öfver Peurunkajärvi, c. 140 m ö. h. ligga stora massor af strandblock. På högre nivåer visar den sandiga branta nordsluttningen ej några utpräglade spår af marin invärkan. Sådana äro däremot mycket framträdande i det steniga krosstensgruset nedanför en bestämd marin gräns, som på E och NE sidan är tydligast utbildad dels som en blockstrand, dels som en trappstegslik inskärning, beströdd med fristående block. Uppe på höjden finnes en åker. En nivellering med Elvings spegel gaf resultatet

Y. G. = 195 m ö. h.

Illaamäki, Konginkangas. Här finnes en triangelpunkt, 213,49 m ö. h. på Kukkomäki, den högsta delen af en stenig morängrushöjd på sjön Keiteles sydvästsida (Pyyrinlahti). Grusryggens fot beklädes af vidsträckta blockmassor, ordnade i rader och terrasser. Den närmaste omgifningen af triangelpunkten består af mjöligt krosstensgrus utan spår af marin invärkan. Den högsta strandlinjen utmärkes af en gles, men tydlig rand af fristående block, hvars höjd nivellerades med Elvings spegel:

Y. G. = 196 m ö. h.

Enstaka fritt liggande stora block finnas vid ännu högre nivå (205 m), men de äro ej anordnade i tydliga strandlinjer. Vid lägre nivå, 160 m ö. h. enligt nivellering med spegel, finnes ofvanför den blockrika åsfoten en tydlig terrassartad strandlinje, mycket vackrare utbildade än Y. G.

Listonmäki, *Konginkangas*, med en triangelpunkt, 213,46 m ö. h. är ett bärg, omgifvet af vidsträckta krosstensgrusmarker. När man från stranden af Keitele vid Listo by uppstiger till dessa, visa sig fristående stenar, blockränder och andra gamla strandmärken i rader öfver hvarandra, tills man kommer upp på en bred terrass med stenig framsida och fullbeströdd med lösa block. Ofvanför densamma synas ej några strandmärken. Dess höjd är enligt barometrisk bestämning, utgående från triangelpunkten, 179 m ö. h. — Enligt afvägning med Elvings spegel är den 78.87 m öfver Keiteles nivå, hvilket gifver

Y. G. = 176 m ö. h.

när Keiteles nivå tages = 97,85 m (328′) enligt en nivellering år 1797.

Permusmäki, *Viitasaari*, är en moränhöjd, hvarpå två gårdar hafva sina åkrar. Nedanför densamma vid Keiteles strand ligga tvänne torp på lerbetäckt submarint krosstensgrus. Vid vägen från dessa till gårdarna på höjden passerar man först en stenig backe med tydliga spår af hafsbränningars invärkan. Därefter följer en långsamt stigande sluttning af typisk hafssand och svallgrus, vid hvars öfre kant 2 à 3 stycken 0,5—0,75 m höga vallar af groft grus och ända till äggstora klapperstenar sträcka sig. Innanför dem ligger en mycket vacker strandlinje, bestående dels af frisköljda block, dels af strandhällar. Ofvanom denna vidtaga åkrarna på höjden, hvilken har landskulptur och består af fruktbart, mjöligt morängrus. Den beskrifna marina gränsen, den vackraste jag sett, kan följas med större eller mindre tydlighet rundtom hela höjden invid nivån 67 à 68 m öfver Keitele enligt barometrisk bestämning. Däraf fås

Y. G. = 165 m ö. h.

Permusmäki har en höjd af c. 200 m ö. h.

Vesanmäki, *Vesanto*. Denna vidsträckta höjd, på hvilken flere gårdar ligga, delas af mer eller mindre djupa dälder i talrika kullar och ryggar, som ej tyckas hafva varit sänkta under hafvet. Lägre ned visar sig hafvets invärkan däri att större stenar äro framspolade ur det leriga gruset och på somliga ställen t. o. m. bilda blockstränder. Det högsta strandmärket är icke öfverallt

tydligt utbildadt, men återfinnes på flere ställen, alltid vid samma nivå. Sådana lokaler äro sluttningen W om Huhtamäki gård samt W om Säkkimäki gård en däld, på hvars båda sidor horisontala stenränder sträcka sig. Äfven E om Säkkimäki på sluttningen mot Niinivesi är Y. G. märkbar. Enligt barometriska bestämningar med triangelpunkten, 217,29 m ö. h., som utgångspunkt ligger den marina gränsen på de skilda ställena vid nivån:

Y. G. = 176 m ö. h.

En synnerligen väl utbildad blockstrand, mycket tydligare än Y. G. finnes E om Säkkimäki på sluttningen mot Niinivesi c. 160 m ö. h.

Kilpimäki, Rautalampi. Kilpimäkis norra hälft består af bärg, den södra af morängrus. Detta bär tydliga spår af marin invärkan. Stigen, som från landsvägen leder upp till triangelpunkten, 201,09 m ö. h., går öfver horisontala stenränder och terrassartade inskärningar. Den öfversta terrassen är c. 20 m bred och nästan alldeles horisontal. På dess främre kant ligga frisköljda block, och dess inre del stöter till en gammal strand, bestående dels af stora block, dels af strandhällar. Ofvanför denna terass finnas invid stigen, c. 190 m ö. h. några från gruset befriade block och hällar, men de synas ej höra till någon strandbildning. Tvärtom saknas alla tecken till marin invärkan ofvanför nyss beskrifna terrass, som ligger vid Y. G. En nivellering med Elvings spegel gaf

Y. G. = 182 m ö. h.

Honkamäki, Karttula. Denna vidsträckta höjd, på hvars högsta del finnes en triangelpunkt 238,83 m ö. h., består af morängrus med en fast bärgkärna af hornblendegneis och gammal porfyrgranit. Om frisköljda stenar ensamt för sig kunna anses som ett tecken på marin invärkan, måste man antaga att Honkamäki i tiden varit helt och hållet täckt af haf, ty dess högsta del, triangelpunktens omgifning, är fullströdd med stora block, och NW-sidan (mot Tallus by) är från toppen ända ned till omgifvande slättland beklädd med frisköljda kullerstenar och rullstenar. I motsats härtill visar den småkuperade höjdsträcka, som utbreder sig S om triangelpunkten, icke några märkbara spår af marin invärkan. Den

högst liggande bildning, som kan tydas som en strandlinje, är ett bälte af små rullstenar, ofvanför ett sandfält c. 196 m ö. h. enligt barometrisk bestämning. Men nedanför detsamma ligger återigen en vidsträckt platå af lerigt krosstensgrus med typiskt »supramarin» karaktär, och först vid randen af denna möter man tydliga strandmärken, en horisontal något gles blockrand, utanför hvilken på några ställen, såsom t. ex. på SE sidan nära Aatamila by, ligga höga accumulationsvallar af groft strandklapper. Denna väl markerade strandlinjes höjd är 167 m ö. h. enligt barometrisk bestämning. Jag har ej kunnat afgöra, om den är Y. G. eller om hafvet gått öfver den skenbart af hafssvall obearbetade krosstensplatån och möjligen nått ända till 196 m ö. h. Ty det torde kunna antagas för gifvet, att blockmassorna på Honkamäkis topp och NW-sidan icke bildats genom marin ursköljning.

***Puijobacke**, Kuopio.* Lika villrådig angående den marina gränsens rätta läge hafva mina undersökningar på Puijobacke vid Kuopio lämnat mig. Backen, 234 m ö. h., består af stenigt morängrus. Dess sydsida är brant och på densamma finnes en synnerligen väl utbildad terrass, c. 140 m ö. h. (t. ex. vid källan). Men ännu ofvan om densamma ligga mängder af fristående block intill nivån 228 m ö. h. Hvad som här är resultatet af hafssvallets ursköljning och af andra orsaker kan emellertid ej afgöras. Ty förhållandena på Puijobackes nordsida tala afgjordt emot att hafvet skulle nått ända upp till 228 m ö. h. Likasom toppen är nämligen nordsluttningen alldeles icke påvärkad af hafssvall. Ofvanom nivån 180 m ö. h. påträffas hvarken terrasser, blockstränder eller strandvallar, icke ens fristående block, utan det småkuperade landskapet betäckes af finmjöligt, lerigt krosstensgrus, odladt af tvänne torp. Först bortom det andra torpet på sluttningen mot NW anträffas en tydlig gammal strand, ett stenbälte, vid 171 m ö. h. Något högre upp, invid själfva torpet sträcker sig en c. 1,5 m hög grusvall, som möjligen kan vara uppkastad af hafssvall på en strand; innanför densamma finnes likasom uppdämd en sumpig äng. Den yttre

foten af vallen ligger c. 180 m ö. h. Att dömma af förhållanden på Puijobackes nordsida skulle

(Y. G. = 180 m ö. h.)

Uuhumäki, Kuopio. Då undersökningarna på Puijo backe icke lämnat något säkert resultat, begaf jag mig till Uuhumäki E om Toivala sund och fann här en bestämbar marin gräns. Uuhumäki är en vidsträckt krosstenshöjd. Vid dess fot på sluttningen mot Toivala synes en vacker blockstrand, och betydande sand- och svallgrusanhopningar täcka dess W-sida. Gränsen för marin invärkan, som delvis är utplånad genom odling, synes på några ställen på den västra sidan af höjden såsom en tydlig trappstegslik inskärning, t. ex. 3 km N om Toivala, W om landsvägen, där den är ganska brant, och spridda stora block ligga längs densamma. Dess höjd är c. 175 m ö. h. Nedanför Uuhumäki gård E om landsvägen synes en horisontal rad af stora stenar i åkrarna vid nivån c. 173 m. ö. h. Tydligast var emellertid den marina gränsen E om Uuhumäki gård på vägen till högsta toppen, som ligger 219 m ö. h. I moränhöjdens mot SE långsluttande sida inskjuta inbuktningar i markens konfiguration likasom vikar. Deras sidor och inre ändar äro uppfyllda af strandstenar och block längs en bestämd horisontal gräns, barometriskt afvägd till 93 à 94 m ö. Kallavesi, hvilket gifver

Y. G. = 175 m ö. h.

Lehtiaho, Pielavesi, är en odlad morängrus höjd, som reser sig c. 20 à 30 m öfver en vidsträckt omgifning af rullstenssand och fin mosand. Kullens högsta del är typiskt supramarin, men den marina gränsen är delvis utplånad genom odling. Emellertid är den ganska tydlig på nordvästra sidan, markerad genom ett blockbälte ofvanför grus- och sandfälten, beläget enligt nivellering med spegel 7,5 m lägre än toppen, som är utmärkt genom en af sjömätarkåren upprest signal. Denna punkts höjd öfver hafvet är tyvärr ej nivellerad, men torde efter all sannolikhet vara lägre än den närbelägna triangelpunkten Lehtimäki, 181,28 m ö. h., hvilken

det egentligen var min afsikt att besöka. Således skulle vid Lehtiaho

Y. G. < 173 m ö. h.

Pöllömäki, Idensalmi. Pöllömäki byalag ligger på en vidsträckt moränhöjd, upptill delad i flere mindre kullar genom mellanliggande dälder. Pöllömäkis öfre delar visa ej några tecken, som skulle bevisa att de i tiden varit sänkta i hafvet. På sluttningarna synas åter tydliga spår af hafvets arbete i form af frisköljda stenar och en omgifvande grus- och sandmantel. Någon bestämd marin gräns kunde ej fastställas, men den torde ligga lägre än 180 m ö. h. En ganska vacker strandbildning finnes dock på betydligt större höjd. Den högsta af kullarna, Pitulamminmäki, på hvilken finnes en triangelpunkt 251,44 m ö. h., omgifves nämligen af en mycket tydlig horisontal krans af fritt stående, stora stenar, som på nord- och västsluttningarna ligga något spridda, men på de brantare syd- och sydostsidorna bilda en veritabel blockstrand. Dess öfre kant befinner sig 234 m ö. h. enligt nivellering med Elvings spegel. Om detta värkligen vore Y. G., skulle det lägre liggande gruset ofvanpå Pöllömäki säkert visa afgörande spår af marin invärkan. Jag anser detta strandmärke vara af annat ursprung, och att i självfva värket

Y. G. < 180 m ö. h.

Iimäki, Idensalmi, är en odlad moränhöjd, på hvilken flere gårdar och torp ligga. När man uppstiger till dem från Ihala vid Iivesi passeras först en stenig, flack mo och några sumpiga ängar, efter hvilka en vidsträckt småningom stigande sandmo följer. På denna sistnämda visa sig strandterrasser och accumulationsvallar successivt öfver hvarandra, och öfverst bland dem en mycket tydlig af nöt- till äggstora klapperstenar och groft grus bildad vall på sydostsidan af Iimäki. Innanför denna vall ligger en rand af frisköljda block, ofvanom hvilken den odlade delen af Iimäki höjer sig med typisk landskulptur och mjöligt, af hafssvall orördt krossstensgrus. Den beskrifna strandlinjen ligger enligt nivellering med

spegel 35,75 m lägre än triangelpunkten på Iimäki, 205, 44 m ö. h., hvaraf

Y. G. = 170 m ö. h.

Kivimäki, Idensalmi. Kivimäki, Ryhälänmäki m. fl. byar i Idensalmi ligga på en vidsträckt höjd af morängrus, som alltid varit supramarint. Den marina gränsen är ofta utplånad genom odling, men på några ställen dock tydlig nog, t. ex. invid Pökiö gård på sydsidan, där den antydes af stora block och frisköljda strandhällar. Enligt barometrisk bestämning, utgående från triangelpunkten på Kivimäki, 223,88 m ö. h., befinnes här

Y. G. = c. 177 m ö. h.

Söder om Ryhälänmäki gästgifveri synes ett annat strandmärke, en c. 3 m hög, upptill horisontal sandvall E om landsvägen. Dess öfre del ligger c. 175 m ö. h.

Murto, Keuru. Strax E om Keuru station vid Vasabanan reser sig en krosstenshöjd Kalikanmäki, c. 210 m ö. h. På dess västra sida ligger bland andra Murto hemman. På Kalikanmäkis högsta del anträffas visserligen rätt talrika fritt liggande stenar, men de äro alldeles regellöst kringspridda utan någon anordning, som skulle antyda forna strandlinjer. En tydlig strandbildning finnes därimot vid Murto gård, till hvilken landsvägen från Keuru station uppstiger öfver ett par grusterrasser. Ofvanför dessa, strax nedanför gårdens åkrar, ligger en rad af fristående block och strandhällar äfvensom en mindre accumulationsvall af klapperstenar. Då åkern ofvanom dessa strandmärken består af mjöligt krosstensgrus, har jag ansett dem beteckna den marina gränsen, som enligt nivellering med spegel ligger 70 m öfver Keuru station (124,2 m ö. h.), d. v. s.

Y. G. = 194 m. ö. h.

Myllymäki, Pihlajavesi. Myllymäki station är den högst belägna på Vasabanan, 178,1 m ö. h. I det omgifvande landskapet saknas marina aflagringar helt och hållet, och kullarnas sidor visa icke några påtagliga spår af att hafva varit bearbetade af hafssvall. Strax invid stationen reser sig en utsiktshöjd, 211 m ö. h., på hvars topp mjöligt morängrus, »pinnmo» kvarligger. En vid nivån

208,77 m ö. h. (enligt nivellering med spegel) befintlig rad af framstickande block är altför obetydlig för att kunna vara stranden till ett mot gruskullen fritt svallande haf; ett sådant måste enligt min mening hafva lämnat efter sig minst lika tydliga spår, som i det lika sammansatta Tapanimäki (se följande lokal). Det synes därför som hafvet aldrig skulle nått upp till Myllymäki. Det är också påfallande att, medan morängruset därstädes ej visar säkra märken af marin bearbetning, sådana kunna iakttagas uti samma slags grus längs hela järnvägslinjen på något lägre nivå, intill den 330:nde km från Helsingfors, 174,2 m ö. h. och från och med den 332 km, 174,4 m ö. h. Myllymäki är beläget vid 231 km. Det sannolika är således att

178 m ö. h. $>$ Y. G. $>$ 174 m ö. h.

***Tapanimäki**, Etseri.* Etseri station ligger 157,9 m ö. h. Det omgifvande landskapet bär tydliga spår af marin invärkan. På de låga grusryggarnas sidor ligga talrika frisköljda block, klapperstensvallar och blockstränder. Söder om sjön Hankavesi, som ligger 4,27 m lägre än stationen, 153,66 m ö. h., reser sig invid Inha bruk traktens mest betydande höjd, Tapanimäki. Dess kärna utgöres af granit, men den betäckes till största delen af krossstensgrus. På den platåartade öfversta delen ligger gården Tapanimäki, c. 40 m. öfver Hankavesi, med sina odlingar uti morängrus, hvilket ej synes vara bearbetadt af vågor. Sluttningarna betäckas däremot af block och klapperstenar massvis intill nivån 186 m ö. h. (barometrisk best.), som är en tydlig marin gräns. Ända till 3 à 4 m högre anträffas ännu enstaka fristående block, sannolikt inom området för hafssvallet. Här är således

Y. G. = 186 m ö. h.

***Simsiönvuori**, Lappo*, skall vara det högsta bärget på det sydösterbottniska flacklandet [1]. Enligt barometrisk bestämning fann jag det 100 m högre än Lappo station, som ligger 30 m ö. h. Simsiönvuori är således 130 m ö. h. (uppgiften 223 m hos Ignatius således betydligt öfverdrifven). Det består af grå finkristalli-

[1] Ignatius: Finlands geografi. Helsingfors 1886 p. 200.

nisk kvartsit, och ännu på dess högsta delar synas spår af hafvets värkningar i form af klapperstensanhopningar i skrefvor och klyftor.

Y. G. > 130 m ö. h.

Genom tillmötesgående af fil. mag. H. Berghell har jag ytterligare blifvit satt i tillfälle att till ofvan uppräknade bestämningar af Y. G. foga resultaten af ett antal af honom för ett tilltänkt arbete om nivåförändringarna i södra Finland gjorda undersökningar.

Nedanstående förteckning upptager sålunda alla de bestämningar, som f. n. föreligga om det senglaciala hafvets högsta gränser i södra Finland.

N:o	Lokal.	Höjd öfver hafvet i m.	Nivellerings metod.	Observator.[1]
1	Raivola, Kivinebb	61	spegel	H. B.h
2	Räykkylä, Sakkola	65	»	H. Bh.
3	Rapamäki, Sakkola	70	»	H. Bh.
4	Langila, Valkjärvi	70	»	D. G.
5	Neuvola, Nykyrka	70	»	H. Bh.
6	Mesterjärvi, Nykyrka	76	»	H. Bh.
7	Vihmala, Nykyrka	78	»	H. Bh.
8	Pähkösenmäki, Nykyrka . . .	80	»	H. Bh.
9	Tarkkala, Nykyrka.	82	»	H. Bh.
10	Pohjoiskorkia, Hogland . . .	87	»	H. Bh.
11	Pötsönvaara, Sordavala . . .	117	bar.	H. Bh.
12	Kankaanharjunmäki, Säkylä .	139	»	W. W.
13	Huhtmar, Orimattila	> 146	spegel	W. Ry.
14	Kyrkobyn, Ruokolaks . . .	> 136	bar.	V. H.
15	Kupinmäki, Enonkoski . . .	149	»	V. H.
16	Viitamäki, Teisko	168	»	J. J. S.
17	Aitovuori, Messuby	168	»	J. J. S.

[1] D. G. = De Geer; J. J. S. = J. J. Sederholm; H. Bh. = H. Berghell; V. H. = V. Hackman; W. W. = W. Wilkman; W. Ry = W. Ramsay.

N:o	Lokal.	Höjd öfver hafvet i m.	Nivellerings-metod.	Observator.
18	Särkjärvi, Kalvola	157	spegel	H. Bh.
19	Ilkkola, Loppis	155	»	W. Ry.
20	Lintumäki, Janakkala	> 160	topogr.kart.	W. Ry.
21	Maavehmais, Kärkölä	159	spegel	H. Bh.
22	Messilä, Hollola	152	»	D. G.
23	Wahteristo, Nastola	> 150 < 157	bar.	W. Ry.
24	Vesivehmais, Asikkala . . .	157	»	W. Ry.
25	Kurhila, Asikkala	163	spegel	W. Ry.
26	Soitinkallio, Sysmä	(166)	bar.	W. Ry.
27	Virmala, Padasjoki	170	spegel	W. Ry.
28	Viljamenvuori, Sysmä	(172)	»	W. Ry.
29	Kemie, Tohmajärvi	151	»	W. W.
30	Kukkovaara, Tohmajärvi . .	155	bar.	J. J. S.
31	Multasärkkä, Tohmajärvi . .	160		J. J. S.
32	Lauhavuori, Kauhajoki . . .	190	»	J. J. S.
33	Ollanmäki, S:t Michel	176	»	V. H.
34	Tammimäki, Joutsa	(180)	»	W. Ry.
35	Korospohja, Korpilaks . . .	182	»	W. Ry.
36	Vaatermäki, Korpilaks . . .	190	»	W. Ry.
37	Ronninmäki, Jyväskylä . . .	194	spegel	W. Ry.
38	Multamäki, Laukas	195	»	W. Ry.
39	Illaamäki, Konginkangas . . .	196	»	W. Ry.
40	Kilpimäki, Rautalampi . . .	182	»	W. Ry.
41	Kostmäki, Suonnejoki . . .	175	bar.	V. H.
42	Listonmäki, Konginkangas .	176	spegel	W. Ry.
43	Vesanmäki, Vesanto	176	bar.	W. Ry.
44	Permusmäki, Viitasaari . . .	165	»	W. Ry.
45	Lehtiaho, Pielavesi	< 173	spegel	W. Ry.
46	Murto, Keuru	194	»	W. Ry.
47	Myllymäki, Pihlajavesi . . .	< 178	järnvägsl.	W. Ry.
48	Tapanimäki, Etseri	186	bar.	W. Ry.

N:o	Lokal.	Höjd öfver hafvet i m.	Nivellerings-metod.	Observa-tor.
49	Simsiönvuori, Lappo	< 130	bar.	W. Ry.
50	Iimäki, Idensalmi	170	spegel	W. Ry.
51	Kivimäki, Idensalmi	177	bar.	W. Ry.
52	Pöllömäki, Idensalmi	< 180	»	W. Ry.
53	Honkamäki, Karttula	(196)	»	W. Ry.
54	Uuhumäki, Kuopio	174	»	W. Ry.
55	Puijobacke, Kuopio	(180)	»	W. Ry.
56	Lehtovaara, Nurmes	(150)	»	V. H.
57	4 km N från Ylämylly, Polvijärvi	(147)	»	V. H.
58	Kaltimovaara, Eno	(144)	»	V. H.

Värdena på Y. G. äro angifna i hela tal. Det riktiga vore att framför hvart och ett af dessa sätta ett c. — Parentes antyder att det är osäkert huruvida strandmärket är Y. G. På kartan återfinnes vid hvar ort, där bestämning blifvit gjord, dess nummer i tabellen.

Sammanställning.

På närstående karta äro de i föregående tabell meddelade resultaten införda. Med ledning af dem har jag uppritat isobaser med 25 m ekvidistanser för strandlinjens negativa förskjutning efter det senglaciala hafvets maximiutbredning. Då inom vidsträckta områden alla uppgifter saknas, samt vidare flere af de anförda bestämningarna äro utförda på sätt, som innesluta möjligheter till icke obetydliga afvikelser från de rätta värdena af Y. G., äro kurvornas förlopp naturligtvis endast *approximativt* och måste genom kommande undersökningar fastställas med större precision.

Om man till en början utesluter de uti kartans nordöstra hörn införda iakttagelserna (punkterna n:o 50—58) från sammanställning med de öfriga, finner man att värdena för Y. G, (punk-

terna n:o 1—41) jämt stiga från landets södra och sydöstra delar mot dess centrum, ända tills man passerar en gräns, på kartan utmärkt med linjen A—A, bortom hvilken de falla märkbart (punkterna n:o 41—57).

Bland de förra (punkterna n:o 1—41) hafva n:o 12 och n:o 33 varit de enda, som kunnat tjäna till ledning vid uppritandet af isobasernas läge längst i väster. Därifrån har jag låtit dem i riktningen W—E från Bottenhafvets kust fortsätta till trakterna af Näsijärvi och södra Tavastland, där ett större antal uppgifter om Y. G. föreligga. Alla dessa tala afgjordt för att isobaserna här göra betydande bågformiga utbuktningar mot S samt med riktningen SW—NE komma till Päijänne, där de emellertid synas böja sig mot E. Äfven Y. G. på Hogland (punkt n:o 10) och på Karelska näset visa på ett därmed parallelt, W—E:ligt förlopp af isobaserna längs norra kusten af Finska vikens östra hälft.

De af De Geer och Berghell bestämda marina gränserna på Karelska Näset tillåta oss att uppdraga isobaserna därstädes (25 m—100 m) med ganska stor noggrannhet. De gå i riktningen SW—NE, och i likhet härmed synas mig alla innanför liggande isobaser, hvilka hafva ostligt förlopp E om Päijänne, böja sig mot NE och N vid en axel, som går från Jyväskylä-trakten till S:t Petersburg, och ju högre värde isobasen representerar, desto mera tyckes den vända sig mot N och aflägsna sig från närmast lägre. Så bestämmes 150 m isobasen af punkten n:o 15, 175 m kurvan af punkterna n:o 33 och n:o 41 samt 200 m isobasens förlopp af punkterna n:o 37—39. Efter denna nordostliga riktning har jag låtit isobaserna för 100 m, 125 m och 150 m vända omkring Ladogas norra del mot ESE med ledning af punkterna n:o 11 och n:o 29—31.

Hvad öfvergången beträffar från de E—W-ligt eller sannolikare ESE—WNW-ligt löpande isobaserna i västra Finland till motsvarande på den svenska sidan af Bottenhafvet, hvilka enligt De Geer stryka ungefär från SW till NE, har jag tänkt mig densamma skeende i form af mot N riktade bågar.

De Geer[1] har framhållit att de länder, som deltagit i landhöjningen, i stort sedt ungefär utgöras af det nordeuropeiska urbärgsområdet, och att de periferiskt belägna isobaserna till en viss grad följa dess gränslinjer. I Finland framträder detta ganska tydligt för de supponerade 100 m och 125 m isobaserna. Den knäformiga böjningen i Viborgstrakten är konform med de kristalliniska bärgarternas gräns mot Finska viken och kvartärområdet på Karelska Näset; likaså motsvaras inbuktningen norr om Ladoga af urbärgsgebitets utsträckning.

En annan egenhet uti landhöjningen, som framgått af De Geer's undersökningar, är att hafsbäcken, större insjöområden och öfverhufvudtaget depressionsgebit (silurområden) höja sig långsammare än närliggande fastland, hvilket får sitt uttryck däri att isobaserna böja sig efter landkonturerna kring haf och insjöar, t. ex. kring Vänern och Vettern och hela sydsvenska kusten. I Finland synes samma fenomen framträda bl. a., uti isobasernas bågformiga omböjningar i Bottenhafvet samt vid Ladogas nordända, möjligen äfven i de invikningar, isobaserna göra vid Näsijärvi-, Päijänne- och Saimabäckena.

Man har framhållit flere öfverensstämmelser mellan isobaserna för den senglaciala landsänkningen och de af Sieger uppritade sekulärisobaserna för den nu pågående landhöjningen[2]. En granskning af de af mig uppdragna isobaserna i södra Finland skall ytterligare visa ett par detaljer i denna likhet. Den ena är kurvornas omböjning i Bottenhafvet. Den andra är deras bågformiga utbuktning mot S i södra Tavastland, som liknar förloppet af Sieger's isobaser i sydvästra Finland. I betraktande af dessa och andra förut påpekade analogier synes det mig sannolikare,

---

[1] De Geer, Om Skandinaviens nivåförändringar under kvartärperioden. Geol. Fören. Förh. Bd. 12. Stockholm 1889, p. 61.

[2] R. Sieger, Seenschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Bd. 28. 1893. N:o 1 u. N:o 6.

att också isobaserna för den postglaciala landsänkningen i södra Finland ega ett dylikt förlopp, än det som MUNTHE[1] antydt.

Hvad nu de NW om gränslinjen A—A belägna värdena för Y. G. beträffar, hvilka äro lägre än de SE om samma linje befintliga, så kunde ju också med ledning af dem uppritas isobaser, hvilka i så fall jämte de nyss beskrifna skulle omsluta ett antal höjningscentra i landets inre, men i betraktande af den ganska invecklade gestalt, de skulle få, synes mig en annan förklaring enklare. De relativt låga värden för Y. G. kunna nämligen härröra däraf, att innanför gränslinjen A—A landis ännu kvarlåg, sedan en betydande del af strandlinjens negativa förskjutning egt rum. När därefter hafvet i stället för isen inkräktade dessa områden, nådde det ej mera till de nivåer, som representera maximum af landsänkning. Under förutsättning att depressionen ännu innanför gränsen A—A tilltagit med samma intensität, som utanför denna, finner man huru många procent af marina gränsens maximivärden saknas uti de värkligen uppmätta Y. G., t. ex.:

vid punkten N:o 48, Tapanimäki . c. 14 %.
» » » 42, Listonmäki . c. 7 %.
» » » 44, Permusmäki . c. 18 %.
» » » 43, Vesanmäki . c. 6 %.

Sådana tal skulle angifva, huru många procent af landhöjningen redan försiggått, när hafvet nådde de resp. punkterna.

Också på den västra sidan af Bottniska Viken, i södra Norrland, tilltager värdena för Y. G. intill en viss, ett stycke från kusten löpande gräns, bortom hvilka de åter falla[2]. Endast med tvekan tyckas de svenska geologerna anse att denna gräns skulle beteckna centralaxeln för landsänkningen, och HÖGBOM antyder samma förklaringssätt för Y. G:s lägre värden i denna trakt, som jag för dem i Finland. Om detta är riktigt, kan man väl med

[1] H. MUNTHE, Preliminary Report on the Physical Geography of the Litorina-Sea. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, N:o 3, Vol. II. 1894.

[2] A. G. HÖGBOM, Om elfaflagringar och nivåförändringar i Norrland. Geol. Fören. Förh. B. 17. Stockholm 1895. p. 485 et ff.

goda skäl antaga, att isen i Sverge och Finland samtidigt stod vid dessa gränser, och att Bottenhafvet och de hafbetäckta områdena i dess omgifning bildade en långt inskjutande vik i istäcket.

I Finland kan denna supponerade gräns för den kvarliggande landisen tills vidare ej med noggrannhet uppdragas. Ej häller känner man ännu några geologiska bildningar, hvilka kunde tydas såsom aflagringar vid densamma. Vid ett tidigare stadium har däremot isranden stått vid Tavastmon [1], och samtidigt enligt af Frosterus [2] uttalade förmodanden vid en gräns, som utmärkes af väldiga sandfält i Orivesi och Jämsä socknar samt Ronninmäki m. fl. ändmoräner, hvilka stryka från Jämsä till Laukas. En viss konformitet med israndens läge vid detta »Tavastmoskede» synes den af mig antydda gränslinjen A—A visa, ehuru dess afstånd från det förra blir större mot väster. Detta återigen tyder på att afsmältningen af istäcket försiggick snabbare i trakterna af Bottenhafvet än längre mot E, en uppfattning af afsmältningsförhållandena, som också bestyrkes af en jämförelse af israndens läge vid Tavastmoskedet och vid tiden för Salpausselkäs [3] uppkomst.

---

[1] R. Herlin, Tavastmons och Tammerforsåsens glacial-geologiska betydelse. Geogr. Fören. Tidskrift 1891. H. 3. Helsingfors 1890.

H. Berghell, Huru bör Tammerfors-Kangasala åsen uppfattas? Fennia 5; n:o 3. Helsingfors 1890.

[2] Enligt personligt meddelande.

[3] Här likasom i det följande antages Salpausselkä i Finland och dess »parallelkam» vara bildningar, uppkomna vid landisens rand, som en längre tid här haft sin gräns. N. O. Holst har visserligen i en nyligen utgifven skrift: Har det funnits mera än en istid i Sverige? (Sveriges geologiska undersökning. Ser. C. n:o 151. Stockholm 1895) bl. a. »uppvisat de finska tväråsarnes rätta natur» (p. 21), i det Salpausselkä »icke alls är någon ändmorän utan utgöres af tvenne parallela rullstensåsar», »tväråsar» (p. 17), men den först angifna uppfattningen står i bättre öfverensstämmelse med andra fenomen (ss. räfflornas riktning och leraflagringen utanför Salpausselkä) och är vida enklare än teorin om rullstenselfvar, parallela med en utanför liggande isrand. Då det förnämsta beviset för de af Holst uttalade åsikterna äro Mobergs och öfriga finske geologers beskrifningar af olika delar af Salpausselkä, där fullkomligt riktigt dess stora likhet med en rullstensås i struktur och sammansättning betonas, må här framhållas, att dessa beskrifningar så till vida äro ensidiga, som

Den ofvan uttalade förmodan att strandlinjens negativa rörelse vidtagit medan landisen ännu till en stor del kvarlåg, står i öfverensstämmelse med det af NATHORST, G. ANDERSSON m. fl. på växtpaläontologiska grunder bevisade faktum, att en mycket stor del af landhöjningen egt rum, medan klimatet ännu var arktiskt[1] t. ex. nära 75 % i Skåne, samt 50 % vid Port Kunda i Estland[2]. Polarisens rand hade säkert icke dragit sig ända upp i högfjällstrakterna, när ofvan nämda klimat härskade i lågländerna. — Enligt MUNTHE[3] skulle drifistransporten på Östersjön hafva upphört strax före Ancylustidens början.

Isobaserna på kartan representera det *iakttagna* maximum af Y. G. Nu är det emellertid långt ifrån afgjordt, att maximum af landsänkning förefanns vid den tid isranden låg ungefär vid linjen A—A. Strandens negativa förskjutning kan hafva begynt, medan istäcket hade större utbredning, ehuru den ännu ej fortskridit så långt, att Y. G. antog fallande värden i riktning mot det förra depressionscentrum, utan endast proportionsvis mindre hastigt stigande värden, än de som representera det faktiska maximum af landsänkning. Detta bör bl. a. visa sig däri att lutningen från isobas till isobas blir mindre, d. v. s. afstånden dem emellan större. En blick på kartan visar att i detta afseende stora olikheter. Sålunda är t. ex. lutningen af Y. G.

S:t P:burg—Viborg	c. 0,65 : 1000
Räykkylä (n:o 2)—Ruokolaks (n:o 14)	c. 0,72 : 1000
Pötsönvaara (n:o 11)—Kukkovaara (n:o 30) . . .	c. 0,76 : 1000
Ruokolaks (n:o 14)—Ollanmäki (n:o 33)	c. 0,36 : 1000
Kupinmäki (n:o 15)—Multamäki (n:o 38)	c. 0,35 : 1000

några väsentliga olikheter med rullstensåsar ej blifvit framhållna, ss. den stora rikedomen på väldiga block, de asymmetriska tvärprofilerna med brantare nordsida (blockrik) och flackare sydsida (grusaflagringar, snarlika deltabildningar).

[1] A. G. NATHORST, Jordens historia. Stockholm 1894. p. 1074.

[2] DE GEER, Föredrag vid geol. fören. möte den 7 Dec. 1893. Geol. Fören. Förh. Bd. 15. Stockholm 1893. s. 537. DE GEER påpekar, att landhöjningen måste hafva begynt tidigt i den östra delen af det nordeuropeiska sänkningsområdet.

[3] H. MUNTHE, Ueber die sogenannte »Undre grålera». Bulletin of the Geol. Instit. of Upsala. Vol. I. n:o 2 1893.

Messilä (n:o 32)—Ronninmäki (n:o 37) . . . . c. 0,32 : 1000
Kankaanharjunmäki (n:o 12)—Lauhavuori (n:o 32) . c. 0,38 : 1000

Dessa tal kunna ju representera den faktiska maximilutningen af Y. G., men af kartan framgår, att gränsen mellan området, där isobaserna ligga närmare hvarandra, och det, där de ligga glesare, ungefär sammanfaller med Salpausselkä. Däraf ledes man till den tanken, att en lindrig landhöjning vidtagit under och strax efter det isranden låg vid Salpausselkä. Föreställa vi oss ytterligare, att under istäckets minskning efter Salpausselkästadiet detsamma utsköt med en bred tunga i Saimabäckenet, kan man kanske däri finna en af orsakerna, till att isobaserna göra en inbuktning mot N, som är vida större än den, som betingas af Ladoga. (Tyvärr finnas för få bestämningar af Y. G. i Saimabäckenet).

I det nordöstra hörnet af kartan äro isobaserna uppdragna med ännu större reservation än inom den öfriga delen. Det är främst de af Hackman funna strandmärkena vid Nurmes (n:o 57) Kaltimovaara (n:o 58) och Ylämylly (n:o 56), som kunna tolkas på två olika sätt, under förutsättning att de beteckna Y. G., hvilket jag ej anser mig hafva skäl att betvifla. Möjligen bero deras relativt låga värden därpå, att Pielisjärvis vidsträckta dalsänka sedan Yoldiatiden höjt sig något mindre än de omgifvande trakterna. I så fall skulle detta område omgifvas af en isobas för 150 m, såsom det är framställdt på kartan.

En annan tolkning af värdena på Y. G. i Pielisjärvi området vore den, att de likasom de låga värdena NW om linjen A—A bero därpå, att landis också här kvarlåg, långt efter det höjningen ur det senglaciala hafvet hade begynt. Man skulle då hafva att föreställa sig isobaserna för 200 m och 175 m böjda mot E i likhet med den för 150 m, och gränsen för istäcket gående från Kuopiotrakten mot SE söder om Joensuu och Pielisjärvi.

På några ställen (punkterna n:o 34, 37, 52 och 53) har jag ofvanför de strandmärken, hvilka ansetts beteckna Y. G., funnit andra, som ej synas kunna vara af marint ursprung. Då de ligga i öppet läge, har jag såsom den naturligaste förklaringen till deras upp-

komst tänkt mig, att under landisens afsmältningsperiod funnos smältvattenssjöar vid dessa höjder. Isfria områden bildade sig nämligen kring de högsta bärgtopparna i istäcket, äfven om dessa ej alltid reste sig öfver detsamma, på samma sätt som afsmältningen omkring en sten eller ett annat mörkt föremål i is är starkare än på andra punkter på grund af den större värmeabsorptionen, och likasom nunataker i polarlandis hufvudsakligen af samma orsak omgifvas af ringformiga fördjupningar. Dessa isfria områden kunde blifva insjöar, hvilkas stränder lågo högre än Y. G., ty då istäcket i Finland till 150 à 200 m djup var sänkt under hafvets nivå, var uppkomsten af afloppskanaler *under* isen betydligt försvårad. [1]

Om man vill rita en karta öfver Yoldiahafvets utbredning i Finland vid tiden för maximum af den senglaciala sänkningen, skulle kanske det riktigaste vara att gifva en framställning af förhållandena, när landisens rand låg vid Salpausselkä. Största delen af Finland skulle då täckas af is, den öfriga delen af haf utom en arkipelag på Karelska Näset. Jag har ansett det vara mera upplysande att visa hafvets utbredning, när landisen dragit sig tillbaka till den gräns, som utmärkes af linjen A—A. — Nordväst om denna gräns uppfyllde is hela området. Utanför detta hafva på kartan såsom öar i Yoldiahafvet blifvit betecknade de höjder, hvilka aldrig legat under hafsytan. Sannolikt reste sig dock i söder vid den tid isen låg vid gränsen A—A, ännu mera land ur hafvet, ifall landhöjningen hade begynt redan strax efter Salpausselkäskedet. [2]

Kartan öfver öarna är i hög grad skematiserad och lider af alla fel, som följa af bristen på ens närmelsevis tillförlitliga detaljerade höjduppgifter. Med undantag af landets allra sydligaste

---

[1] I detta afseende skilde sig dessa isfria områdena bl. a. från dem vid Grönlands nunataker, där istäcket helt och hållet ligger öfver hafvets nivå. Vidare var isen i Finland vid denna tidpunkt »död», stillastående.

[2] Äfven om värdena för Y. G. i landets centrum skulle representera det faktiska maximum af landsänkning, är det ej otänkbart, att höjningen hade börjat i öster och sydost, innan maximum af sänkning nådde midten af det nordeuropeiska depressionsgebitet.

del, veta vi nästan ingenting om de högsta punkterna, d. v. s. de som kunnat vara öar. Denna brist har endast delvis kunnat afhjälpas genom iakttagelser af höjdförhållanden i närheten af de punkter, där Y. G. blifvit bestämd, samt genom studier af landtmäteristyrelsens kartor.[1] Arkipelagerna i norra Satakunta samt norr om Ladoga äro uppritade och godhetsfullt meddelade af SEDERHOLM; BERGHELL har uppgjort kartan öfver Karelska Näset. En gles skärgård var alt som i södra Finland höjde sig öfver det senglaciala hafvet. Österut stod detta haf ganska säkert i förbindelse med Hvita hafvet genom ett bredt, af öar uppfylldt sund, som från södra sidorna af Ladoga och Onega sjön sträckte sig långt in öfver Finska och Ryska Karelen.

Om man jämför denna karta öfver det senglaciala hafvet i södra Finland med den som SEDERHOLM upprättat öfver utbredningen af marina sediment i Finland (utställd vid internationella geografiska kongressen i London 1895), faller en rätt betydande inkongruens i ögonen. Ty om ock en del af sedimentrikedomen i kusttrakterna härrör från Ancylus- och Litorina-tid, är hufvudmassan af dem af glacial ålder, och därför är den relativa bristen på marina sediment i en stor del af landets inre, som dock täcktes af Yoldiahafvet, anmärkningsvärd. SEDERHOLM har tidigare framställt detta förhållande på kartan, som åtföljer uppsatsen »Om istidens bildningar i Finland».[2] Hufvudområdena för marina sediment äro: II, området S om Salpausselkä, III, sydvästra kustområdet och IV, Österbotten, medan landets inre norr om Salpausselkä, I, är fattigt på sediment (sådana finnas dock i mindre mängd).

Jag tror, att en viktig omständighet, som kan bidraga till förklaringen af skilnaden i sedimentrikedom söder och norr om Salpausselkä, kan sökas däri, att den senglaciala sänkningen ännu pågick, när Salpausselkä bildades, nådde sitt maximum under denna tid och därefter följdes af den begynnande landhöjningen.

[1] Sjöarna och deras omgifningar äro öfverallt så låga, att de bildat hafvets botten. Den högst belägna sjön söder om landryggen torde vara Kyyvesi, c. 140 m. ö. h.

[2] Fennia 1, n:o 7.

Skäl för antagandet, att landet låg öfver hafvets nivå ännu intill början af Salpausselkäskedet, skulle möjligen kunna hämtas från förekomsten af jättegrytor, bildade vid denna tid (på land) samt kanske också från rullstensåsarnas uppträdande, då det synes erbjuda vissa svårigheter att föreställa sig så strida elfvar, som den Holst-Strandmarkska teorien förutsätter, framrinnande under isen 100 à 150 m under hafvets nivå. Positiva bevis för ofvan framställda förmodan föreligga ju emellertid genom De Geers undersökningar[1], enligt hvilka landsänkningen ännu icke framskridit långt, när isranden låg vid den stora linje af ändmoräner, som motsvarar Salpausselkä i Finland.

Häraf synes det sannolikt, att den positiva förskjutningen af strandlinjen i sin helhet försiggick, medan isranden stod vid Salpausselkä, ty maximum af landsänkning var troligtvis uppnådt, när isen begynte draga sig tillbaka. För att man skall förstå, i hvilken mån denna omständighet kan bidraga till förklaringen af olikheten i sedimentation på ömse sidor om Salpausselkä, vill jag framhålla ett enligt mitt tycke betydelsefullt vilkor för aflagring af glaciala marina bildningar.

Utom att det område, där glaciala marina sediment skola anträffas, bör hafva legat under Yoldiahafvet efter landisens afsmältning, måste det också hafva funnits istäckta landsträckor i närheten, hvilka voro höjda öfver hafvets nivå. Ty först då trängde hufvudmassan af smältvattnet ned till moränmarken och bortspolade från denna samt ur isens undre grusförande delar materialet till sedimenten. I motsatt fall, när det istäckta gebietet låg under hafsytan, fylldes alla kanaler och sprickor med vatten intill denna nivå, under hvilken smältvattenströmmarna nu ej kunde nedtränga och upptaga sedimentmaterial ur moränen.

I Sverge sammanfaller utbredningen af Yoldiahafvet och Yoldialeran något så när, emedan i hafvets närhet reste sig större kon-

---

[1] De Geer, Quarternary Changes of Level in Scandinavia. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 3. 1891. p. 65.

tinenter, sydsvenska landet och fjälltrakterna, från hvilka glacierelfvarna kunde nedspola sediment.

I Finland pågick landsänkningen ännu då isranden låg vid Salpausselkä. När Yoldiahafvet intog området söder om denna grusrygg, fanns det innanför densamma isbetäckt land öfver hafvets nivå. Glaciala marina aflagringar kunde således bildas, men när maximum af landsänkning var uppnådt, hade också den ofvan nämda betingelsen för sedimentbildning upphört att finnas till, så att ehuru vid isens tillbakaskridande största delen af det inre af Finland kom att ligga under Yoldiahafvet, endast sparsam ler- och sand-afsättning egde rum. Den långa tid isranden låg vid Salpausselkä har naturligtvis också befordrat sedimentbildningen S om densamma.

Hvad nu de marina sedimenten i sydvästra Finland NW om Salpausselkä beträffar, måste den glaciala delen af dem antingen härstamma från västra sidan af Bottenhafvet eller ock blifvit aflagrad utanför en i denna del af landet belägen isrand, som uppkommit därigenom att landisen här dragit sig tidigare tillbaka än från de östliga delarna af Salpausselkä.

Bihang 1.

Marina gränser i östra Finland,

bestämda af V. HACKMAN.

Lehtovaara, *Nurmes.* 2 km E från Nurmes köping och c. 1 km NE från långa bron öfver sundet mellan Lautiaisjärvi och Pielisjärvi reser sig bärget Lehtovaara 77 m (bar.) öfver Pielisjärvi. På dess södra och östra del är en stor del af bärggrunden blottad mellan krosstensgrus; på den tämligen branta västra sluttningen påträffades strandlinjer utbildade som horisontala blockrika ränder. Blocken äro små, tydligt afrundade och frisköljda; synnerligen framträdande är den högsta strandlinjen, som kunde följas c. 100 m vid samma höjd och äfven påträffades, om också mindre tydlig, på nordvästra sluttningen. Den är antagligen *M. G.* och ligger *59 m* (bar.) öfver Pielisjärvi, ***150 m*** ö. hafvet. Strax nedanför densamma finnes en terrass med sluttning mot N, på hvilken talrika, dock icke tätt sammanpackade, ursköljda stenar ligga. Strax ofvanom densamma sträcker sig en åker öfver största delen af bärgets platå. På åkerns lägsta rand ofvanom den såsom M. G. betraktade strandlinjen finnas större högar af från åkern sammansläpade stenar.

C. 3—4 km i nordvästlig riktning från Nurmes på den i samma riktning strykande åsen påträffades en mindre tydlig strandlinje, bestående af en låg vall med framför liggande, mest stora, icke alltför tätt hopade block. Den följdes ett stycke österut där den blef allt otydligare. Dess höjd är c. *60 m (bar.)* öfver Pielisjärvi. Några meter ofvanom densamma är åsen österut platåartadt afplattad, västerut slutar den vid en krosstensgrushöjd, som reser sig betydligt högre, men på hvars branta östra och syd-

östra sluttning intet spår af hafvets invärkan kunde skönjas. En sänka norrom och helt litet ofvanför strandlinjen utfylles af en liten sjö.

C. 3 km västerut från Nurmes höjer sig Kuikkavaara till 98 m (bar.) höjd öfver Pielisjärvi och 183 m ö. h. Bärgets högsta delar äro täckta af åkrar samt buskar och litet skog. På bärgets tämligen branta östra sluttning upptäcktes på en höjd af *43 m* ö. P:järvi (således *134 m ö. h.*) en någorlunda tydlig strandlinje af frisköljda block, som dock endast var c:a 75 m lång.

Kaltimovaara, *Eno*. C. 5 km i nordnordvästlig riktning från Eno kyrka, norrom Pieliself och väster om landsvägen till Kaltimo reser sig det branta konformiga bärget Kaltimovaara (111 m ö. Pielisjoki, 110 m ö. Pielisjärvi och 201 m ö. hafvet). På toppen är bärggrunden blottad och består af granit och gneis, för öfrigt är bärget på sina sluttande öfre delar täckt med skogbeklädt krosstensgrus; österut något öfver bärgets halfva höjd utjämnas den branta sluttningen och öfvergår i långsamt sluttande åkerland med gårdar. Strax nedanför dem, väster om landsvägen, vidtager åter skog, och här kan observeras en *mycket tydlig strandlinje*, som sträcker sig flere hundra meter i ungefär nordlig riktning parallelt med landsvägen. Denna strandlinje, som antages vara *M. G.*, är 54 m ö. Pieliself, 53 m ö. Pielisjärvi och *144 m ö. hafvet.* På sluttningen mellan densamma och landsvägen finnas lägre ner terrasser och mycket vackra blockstränder, som löpa parallelt med den högsta strandlinjen. Äfven på östra sidan af landsvägen kunna på den ås, som sträcker sig i nordvästlig riktning utgående från Valliniemi gård vid landsvägens slut vid Pieliself, strandmärken skönjas, bestående af horisontela rader af små afrundade frisköljda stenar i samma höjd som den lägsta och vackraste strandlinjen väster om landsvägen (c:a 10 m under den högsta). Likaså finnes en terass med frisköljda stenar af mindre utsträckning på en höjd strax norr om åsen; äfven denna strandlinje lägre än den högsta.

Söder om Pieliself, öster om landsvägen till Eno genomströfvades de skogbevuxna höjderna, som nog voro högre än 50 m öfver

elfven, utan att något tydligt spår efter hafvets invärkan kunde upptäckas.

Ylämylly, Polvijärvi. C. 1 mil NW från staden Joensuu stryker Karjalanselkä flere km breda ås i riktning SW—NE. Delen mellan Polvijärvi-landsvägen och Ylämylly gästgifveri var föremål för undersökning. Åsen är här en vidsträckt platå, till stor del bevuxen endast med ljung och små buskar, här och där äfven med glesa barrskogar, i hvilka skogseldar hafva härjat på fruktansvärdt sätt. Västerut blifva skogarna större och tätare. Karaktäristiskt för denna ås är att den är vid en viss höjd horisontalt afjämnad. Ojämnheter bestående såväl i fördjupningar under som i höjningar öfver denna horisontala öfre begränsning kunna ej förtaga intrycket af åsens skaplynne som öfvervägande platåartad bildning. De förra utgöras af åsgropar af vexlande form och storlek. Än äro de endast små och trattformiga, än bilda de väldiga bäcken, uppfylda af små sjöar. Bland höjningar öfver åsplatåns nivå äro framförallt att nämnas bärget Pernavaara (88 m ö. Pyhäselkä, 165 m ö. hafvet), som reser sig i form af en bikupa. Dess sluttningar äro ytterst branta och nästan öfveralt sticker en bärggrund af finkornig grå granit fram. C:a 1 km WSW om detsamma höjer sig Kupringinkallio branta och långsträckta bärg, och 1 km E om Pernavaara vidtager en kedja af höga, smala, mycket brantsluttande skogbevuxna åsvallar, sträckande sig i samma riktning (NE) som åsens allmänna strykning. — Det är tydligt att åsens platåartade bildning är en följd af hafvets invärkan; därpå tyda äfven de öfverallt på vallarnas sluttningar förefintliga horisontela raderna af små klapperstenar samt äfven i åsgroparna förekommande afrundade frisköljda block. Ett vidare bevis härför är, att vid foten af Kupringinkallios östra sida finnes i jämnhöjd med åsplatån en väl utbildad blockstrand. Hafvet måste således hafva stått stilla en längre tid vid en nivå, jämt och nätt öfver åsplatån. Höjden för strandlinjen på Kupringinkallio samt för åsplatån uppmättes = 33 m ö. Pyhäselkä = 116 m ö. hafvet.

Ofvanom denna strandlinje finnas på Kupringinkallio ej vidare några tydliga strandmärken.

Däremot påträffades på de tidigare omnämda höga mot NE strykande vallformiga åsarna flere öfver hvarandra befintliga strandlinjer, bildade af små frisköljda, afrundade stenar. Den högsta observerades på en höjd af 70 m öfver Pyhäselkä eller *147 m* ö. hafvet, och är möjligen *M. G.* Åsarna bilda ofvanför denna gräns tämligen skarpa ryggar, på hvilka icke i nämnvärd mängd lösa stenar påträffades.

***Kupinmäki**, Enonkoski.* 1/2 km söder om Enonkoski kyrka höjer sig med mycket brant sluttning det till största delen af krosstensgrus täckta, skogbevuxna bärget Kupinmäki 95 m ö. Saimen och 172 m ö. h. med kammriktning NW—SO. På bärgets norra sluttning observerades vid en höjd af endast 38 m öfver Saimen, således 115 m ö. hafvet, en mycket tydlig blockstrand, som här kunde följas flere 100 m och äfven hade sin fortsättning i nordvästlig riktning på sluttningen af Tondrinmäki, hvilken i nämda riktning bildar en något lägre fortsättning af Kupinmäki.

På samma sluttning af Kupinmäki ett godt stycke ofvanom den första strandlinjen trodde jag mig vid en höjd af 72 m öfver Saimen eller *149 m* ö. hafvet kunna urskilja en, om också endast otydlig strandlinje, ty här uppträda ymnigare än eljes på sluttningen frisköljda block, som ofta äro ganska väldiga. Ofvanför denna nivå finnas nog här och där mindre frisköljda stenar glest och oregelbundet kringströdda ända upp på bärgets topp, men ej några strandmärken. Tillika utgör sagda nivå äfven gränsen mellan öfvervägande barrskog nedanför och öfvervägande löfskog ofvanom. På grund af dessa skäl tror jag att *M. G.* möjligen befinner sig på denna höjd = *149 m.*

***Ollanmäki**, S:t Michel.* C. 21 km NV från S:t Michels stad befinner sig bärget Ollanmäki uti Vanhamäki by (S:t Michels socken) 93 m öfver Puulavesi eller 181 m ö. hafvet. Det höjer sig endast obetydligt öfver den närmaste högplatåartade trakten. Bärget täckes nästan helt och hållet af krossgrus, endast på östra brantare sluttningen sticker bärggrunden fram (granit). På högsta delen af denna sluttning finnas tvänne tydliga terrasser. Den ena ligger 176 m ö. hafvet och endast 5 under högsta toppen och kan följas från

östra sluttningens norra hörn c:a 60 m söderut. Där den slutar, vidtager c:a 2,5 m lägre ned den andra terrassen, som sträcker sig c:a 80—90 m ända till östra sluttningens södra hörn. På bärgets öfriga sidor kunde icke några strandmärken observeras, och toppen var fullkomligt grustäckt utan frisköljda stenar. Enligt böndernas utsago har där för c:a 25 år sedan funnits en åker.

Strax ofvanom den lägre terrassen finnes ett parallelt med densamma löpande, c. ½ m bredt bälte af sammanhopade små, runda, icke grustäckta stenar. Det är dock icke säkert, om dessa stenar härröra från hafvets invärkan, möjligen äro de af människor ditförda från den förut på toppen befintliga åkern. — Den högsta terrassen på *176 m* höjd anser jag vara *M. G.*

Lägre ner på samma sluttning vid en höjd af 155 m ö. h. finnes en tredje terrassformig afsats af betydligt större bredd, från hvilken sedan sluttningen fortsätter betydligt mindre brant ned till Santarajärvi. På denna terrass ligga Seppä gård och dess åkrar.

Kostmäki, *Suonnejoki.* C. 3 km norr om Suonnejoki station uti vinkeln mellan Kuopiobanan och Karttula landsvägen höjer sig det den närmaste omgifningen dominerande bärget Kostmäki till 189 m ö. hafvet. På bärgets topp framsticker bärggrunden, bestående af yngre porfyrgranit (»hammaskivi»), men för öfrigt krosstensgrus utan några som helst frisköljda stenar, medan 15 m lägre utbreder sig rundt omkring toppen en terrass, som är tydligast på västra sidan. Den är mer eller mindre betäckt med frisköljda stenar (mest på sydvästra hörnet), som dock i det hela taget äro endast små och glest liggande. Denna terrass, hvars höjd är = *175 m* ö. h., anses vara *M. G.*

Lägre ned finnes vid 140 m ö. h. en annan rätt tydlig blockstrand, som kunde följas ½—1 km på bärgets västra sluttning. Mellan dessa ligger ännu en tredje, dock mera otydlig strandlinje på c. 160 m höjd.

Bihang 2.

Några iakttagelser rörande Yoldiahafvets högsta strandlinier.

Af

J. J. Sederholm.

Lauhanvuori i Kauhajoki. Vid gränsen mellan Isojoki och Kauhajoki socknar och icke långt från rålinien mot Honkajoki höjer sig en enstaka kulle, som i omnejden är bekant under namnet Lauha (Lauhan vuori eller kukkula) och torde vara södra Österbottens högsta punkt.

Då den ligger inom det i denna trakt befintliga området af kvartsitsandsten, är det sannolikt att kärnan består af denna bergart. Denna träder emellertid ingenstädes i dagen, utan Lauha består till sina ytligare delar öfverallt af lösa massor af sand och grus.

Dessa likasom de omgifvande flacka sandmoarna visa öfverallt i sällsynt tydlig gestalt märken efter marin inverkan. Lauhas sidor äro till större delen mycket långsluttande (lutningsvinkeln 1° à 2°). Ytan består af sand, och denna visar öfverallt låga vallformiga upphöjningar, som ligga på ett afstånd af ett knappt tiotal meter från hvarandra och sträcka sig ringformigt omkring hela höjden, noggrant följande samma nivåkurva. Materialet är gröfre sand, som är klädd af grå laf, medan den mellan vallarna liggande lösare sanden bär ljungvegetation.

Högsta delen af Lauha afsticker däremot såväl genom sin vegetation som sin konfiguration från den omgifvande, långsamt sluttande, nakna ljungheden. Sidorna äro här brantare och marken bär snår af al och asp med undervegetation af risväxter och örter. Frisköljda rullstenar, hvilka i omgifningen icke äro ovanliga, saknas här, men på somliga ställen sticka större block delvis fram ur gruset. Jordmånen har visserligen till en del vanlig mokaraktär, men förekomsten af dessa större stenblock samt beskaffenhe-

ten af jordmånen i en åker, som ligger på norra sidan af kullen, visar tydligt att vi här hafva att göra med äkta morängrus.

På vestra sidan af höjden finnes en ravinartad inskärning, som synes vara bädden af ett gammalt vattendrag. Då emellertid nu intet vatten kan samla sig på den kullriga höjdens till arealen obetydliga yta, måste denna bäckfåra, om den är en sådan, hafva bildats redan under istiden genom en smältvattensbäck, som nedströmmat från istäcket vid det skede, då dess rand stod vid Lauha. Denna ravin visar så skarpa former, att det är fullkomligt otänkbart, att den skulle hafva kunnat vara utsatt för vågsvallets nivellerande inverkan. Nedtill vidgar den sig och blir flackare, i det den förenar sig med den långsamt sluttande sandmon.

Nedanom denna ravin finnes en tydlig, ehuru låg sandvall, som synes fortsätta sig kring hela höjden och i sjelfva verket bildar ett slags gräns mellan den sandiga, långsamt sluttande terrängen och den brantare, öfversta delen. På somliga ställen är äfven skilnaden i vegetation vid denna gränslinie ganska skarpt utpräglad, i det man redan 0,5 à 1,5 m öfver den af ljung och lafvar klädda vallen finner riklig örtvegetation med lingon, liljekonvaljer etc. eller snår af små albuskar.

Nivåskilnaden mellan den högsta delen af denna sandvall, som tydligen är af marint ursprung, och toppen af Lauha bestämdes af mig genom nivellering med Elvings spegel och mätstång på tre ställen, d. v. s. nedanom ravinen vid vestligaste sluttningen samt i söder, midt för höjdens längsta sida. Jag erhöll härvid talen 20,58, 20,61 och 20,46, hvilkas differenser ligga inom mätningsfelens område. Denna sandvall, som äfven vid ungefär samma nivå återfinnes på norra sidan af Lauha, ehuru den här icke noggrant uppmättes, (här finnes nedanom densamma en tydlig flygsandsvall) utmärker sålunda gränsen för Yoldiahafvet vid den högsta nivå, det nådde i dessa trakter.

Tyvärr har det tillsvidare icke lyckats att erhålla ett exakt mått för höjden af Lauhanvuori. Jag bestämde 1894 genom nivellering med Elvings spegel utgående från den flacka terrängen W om Muurahainen gård, hvilken terräng jag på grund af höjdbestämnin-

gar, som gjorts i närheten längs den projekterade Tammerfors —Kauhajoki—Vasa jernvägslinien, antog ligga på en nivå af c. 136 m, dess höjd till 207—211 m. År 1895 gjorde ingeniör H. F. Blankett, utgående från särskilda punkter vid nämda jernvägslinie, flera barometriska bestämningar, af hvilka tre gåfvo ett resultat af 221,7—223,2 m, medan den fjerde gaf 208,7 m eller lika med min approximativa bestämning. Tillsvidare anser jag det ganska sannolikt, att höjden icke öfverstiger c. 210 m och att marina gränsen således ligger på omkring 190 m:s nivå. I hvarje fall torde detta vara ett *minimi*-värde för densamma.

På den SO om Lauha liggande *Tavastmon* (inclusive Pohjakangas) finnas öfverallt ytterst tydliga, horisontala vallar af väl rundade och efter storleken sorterade rullstenar samt terrasser, inskurna i de lösa sandmassor, hvaraf denna åslika bildning består. Dessa gå emellertid på de flesta ställen i oafbruten följd ända till krönen af de högsta kullarna. Så är t. ex. fallet vid Linnunharju S om Skansen i Karvia, ett ställe, som icke i höjd ger Lauha mycket efter. Vissa delar af Soininharju i Jämijärvi och Vatulanharju i Tavastkyrö torde väl sannolikt alltid hafva legat öfver vattnet, men det har icke lyckats att här bestämma den exakta gränsen.[1]

SO om Aureejärvi i Kuru, som ligger på en nivå af c. 155 m, går landsvägen öfver en ås benämd Liesharju, som torde ligga på en nivå af minst 180 m. Denna är fullkomligt skarpkammig och omgifves icke af några sandaflagringar, hvilket ej gerna kunde vara fallet, om den hade varit utsatt för hafsvågornas inverkan. Då den är en af traktens högsta punkter, skulle nämligen vågsvallet här hafva utöfvat en synnerligt stark nivellerande inverkan. Detta torde vara en gynsam punkt för den marina gränsens bestämmande.

Aitovuori i Messuby. SW om Näsijärvis längst åt SO inskjutande vik, Aitolahti, finnes ett högt berg, Aitovuori, som är synligt öfver hela Näsijärvi.

[1] Jfr en snart utkommande uppsats af R. HERLIN (Fennia, 12, n:o 7).

Större delen af detta berg består af brantstupande, nakna klippmassor med gapande remnor, i hvilka endast här och där ett större block kvarligger. Denna del har tydligen blifvit rensköljd genom starkt vågsvall. Öfverst på toppen anträffas däremot kvarliggande morängrus och lösa stenar i sådant läge, att de omöjligen hade kunnat undgå att neddragas i hafvet, om dess vågor en gång sträckt sig ända hit. Detta visar sig isynnerhet tydligt på SW sidan af berget, där de låga trappstensformiga granithällarna flerstädes. öfverst bära ett lager af löst grus, som skjuter fram ända till kanten, och ofta äfven äro öfverströdda af glest liggande lösa stenar.

Vid vestra sluttningen iakttager man att flera här förekommande smala remnor i berget ända upp till en viss nivå äro fullkomligt tomma och rensköljda, medan de ofvanom densamma äro utfylda af det morängrus, som täcker öfversta delen af berget. Nederst visar detta grus redan tydliga spår af hafvets inverkan, i det att allt finare material ur detsamma bortsköljts, så att hufvudsakligen de större blocken återstå, hopkittade af en stenig massa. Denna gräns ligger i alla remnor på fullkomligt samma nivå.

På NO sidan af berget finnes på ungefär samma höjd en hop af stenblock, i hvilken alla de trånga skrymslena mellan de enskilda blocken äro fullkomligt fria från grus. Detta kan knappast förklaras annorlunda än genom att de rensköljts genom hafssvallets inverkan. Knappt en half meter högre upp finnes på berget kvarliggande morän i fritt läge.

Den senglaciala marina gränsen, hvars läge således här på flera ställen låter exakt fastställa sig, bestämdes barometriskt, utgående från Näsijärvi, hvars nivå är 96 m. Bestämd vid uppgåendet befans den ligga 168, vid nedgåendet 169 m. ö. h. och 13 m under Aitovuoris högsta punkt. Medelvärdet är således 168,5 m.

***Viitavuori** i Teisko.* C. 13 km N om nyssnämda ställe ligger S om den långa viken Viitapohja i Teisko berget Viitavuori, som har en höjd af nära 180 m. Förhållandena här äro mycket analoga med dem vid Aitovuori. Öfverst finner man morän, medan berget under en viss nivå på norra sidan är fullkomligt rensköljdt

med gapande klyftor. På södra sidan kvarligger morängrus, i hvars yta finnas talrika frisköljda block äfven på nivåer under den marina gränsen, som här markeras af en ganska tydlig, ehuru knapt mer än en meter hög terass. Vegetationen är till en del olika ofvan- och nedanom denna gränslinie, i det mångenstädes de på bergets öfversta del ymnigt förekommande ormbunkarna här tvärt upphöra, och vegetationen i allmänhet blir torftigare. »Klyftgränsen» på norra sidan, d. v. s. den nivå, vid hvilken det i klyftornas öfversta del kvarliggande gruset börjar visa spår af vågsvallets inverkan, ligger emellertid 3—4 m lägre än terrassen på södra sidan.

På grund af starka variationer i barometerståndet lyckades jag vid mitt besök icke bestämma höjden tillräckligt noggrant. 167 m torde angifva *minimi*-värdet för marina gränsens läge på detta ställe.

N om Viitapohja finnes strax NW om Kulkkila ett större berg, som torde vara en utmärkt lokal för nämda gränslinies bestämmande, och från Viitavuori ser man i norr äfven flera andra bergshöjder, som säkert nå öfver denna nivå. Intet af dessa ställen hann jag vid tillfället besöka.

Kukkovaara *NW om Värtsilä i Tohmajärvi.* N om sjön Sääpärinjärvi NW om Värtsilä höja sig flera hufvudsakligen af kvartsit bestående berg, hvilka till större delen äro mycket starkt ursköljda. Tydliga terrasser iakttagas på flera ställen i de bergen omgifvande morängrusmarkerna, och på dessas yta finnas talrika fritt liggande större block, som tydligen rensköljts genom hafssvallet.

NO om Kukkolampi finner man öfverst på höjden ett torp med omgifvande åkrar i morängrus, hvilket visar inga spår af hafssvallets inverkan, Gränsen mot den terräng, i hvilken frisköljda block förekomma, är delvis ganska skarp och markerad genom en låg terrass. NW om Kukkolampi finner man i en annan höjd en liknande, delvis af en tydlig terrass markerad gräns mellan en ofta starkt ursköljd, af större block öfverströdd terräng och den öfverliggande orörda moränen. Denna gränslinie, som kan exakt bestämmas på åtskilliga ställen inom denna bergkom-

plex och öfverallt befinner sig på alldeles samma nivå, befans vid barometrisk afvägning under sällsynt gynsamma väderleksförhållanden ligga 97,5 m öfver Sääpärinjärvi, som ligger på samma nivå som Värtsilänjoki och Isojoki, hvilka beröras af jernvägsnivellementet. Vid då rådande höga vattenstånd torde den hafva egt en nivå af c. 58 m. ö. h. Marina gränsen skulle således här ligga på en absolut nivå af c. 155,5 m.

***Multasärkkä** N om Vatula i Tohmajärvi.* Denna af kvartsit med omgifvande lösa moränmassor bestående höjd visar i W en ytterst otydlig terrass c. 14 m under toppen. I E äro skrefvorna ursköljda ända till 12 m under toppen, men ofvanför nämda nivå finnes på kvartsiten morängrus i fritt läge. Enligt barometrisk afvägning under temligen konstant väderlek till den 20 km aflägsna Tohmajärvi station skulle denna mycket osäkra marina gräns ligga på en nivå af c. 161 m.

***Kemie** (Tohmajärvi kyrkoby).* Enligt extra geologen W. W. Wilkmans iakttagelser finnes strax S om Tohmajärvi station en ganska tydlig marin gräns (erosionsterrass) på en nivå af c. 152 m.

I Soanlaks finnes N om Jänisjärvi flerstädes enstaka, branta kullar, som bestå af berg med hölje af riklig morän, och hvilka ofta nå en höjd af nära 200 m. Trots ifriga letningar lyckades jag ej här någonstädes bestämma den marina gränsen, lika litet som i den höglända morängrusmarken vid Havuvaara i nordligaste delen af denna socken. Det lösa morängruset i denna trakt, som under århundraden underkastats odling genom svedjning, visar endast ytterst sällan tydliga marina märken.

Bihang 3.

Résumé:

La trangression de l'ancienne mer glaciaire
(la mer de *Yoldia*)
sur la Finlande méridionale.

Observations.

L'auteur a visité un certain nombre de points élevés dans le midi de la Finlande, où l'on trouve dans la moraine les traces des rivages d'une ancienne mer sous forme de terrasses, de cordons littoraux ou de bandes horizontales de blocs lavés et de galets. En chaque point l'altitude de la plus élevée de ces traces d'anciens rivages, dont plusieurs s'observent souvent à différents niveaux l'une au dessus de l'autre, a été déterminée à l'aide d'un anéroïde ou d'un niveau à miroir construit par Elving. En même temps on a examiné le terrain au-dessus de cette altitude pour constater que l'action des vagues a laissé la moraine intacte, c'est-à-dire que la mer n'a jamais dépassé la limite nivellée.

Des observations semblables ont été faites également en Finlande par MM. Berghell, De Geer, Hackman, Sederholm et Wilkman. Le tableau à la page 18 contient tous les résultats obtenus jusqu'ici.

Conclusions.

En faisant toutes les réserves que nécessite le petit nombre de points où la ligne de rivage a été déterminée dans le vaste territoire de la Finlande méridionale et l'incertitude de plusieurs des nivellements, les conclusions suivantes peuvent être tirées des mesures données.

Conformément aux résultats obtenus en Scandinavie par MM. Bravais, De Geer et d'autres savants, l'élévation du sol finlandais après le maximum de dépression n'a pas été uniforme. La mesure de l'émersion croît du S et du SE vers le centre du pays

jusqu'à une certaine zone marquée sur la carte par la ligne A—A, pour décroître au delà de celle-ci. Les altitudes de la ligne de rivage mesurées au SE de cette zone peuvent être rangées dans des *isobases* (lignes de déformation égale; voir la définition de M. De Geer) à des équidistances de 25 m pour les niveaux entre 25 m et 200 m.

Les isobases de 125 m à 200 m en Finlande se réunissent avec celles de la Suède par une courbe convexe vers le N dans la mer de Bothnie. Les isobases, surtout les plus périphériques, montrent une forme évidemment dépendante de la configuration des limites du terrain primitif de la Finlande. On voit aussi qu'elles décrivent aux bassins des grands lacs des inflexions remarquables. Toutes ces circonstances sont en harmonie avec les idées émises par M. De Geer à propos de ses investigations en Suède. Même les isobases séculaires, tirées par M. Sieger pour l'émersion récente, présentent des singularités qui se retrouvent dans la forme des isobases pour la dépression à la fin de la période glaciaire.

L'inclinaison des lignes de rivages élevées qui s'étaient trouvées à un moment donné au niveau de la mer, est plus importante au sud de la ligne des grandes moraines terminales, nommée Salpausselkä, qu'au nord de celle-ci, par exemple:

de 0,78 : 1000 à 0,65 : 1000 au sud du Salpausselkä.
0,32 : 1000 à 0,36 : 1000 au nord » »

Ce fait peut indiquer qu'une faible élévation commençait déjà après l'époque où l'*inlandsis* avait son front près du Salpausselkä.

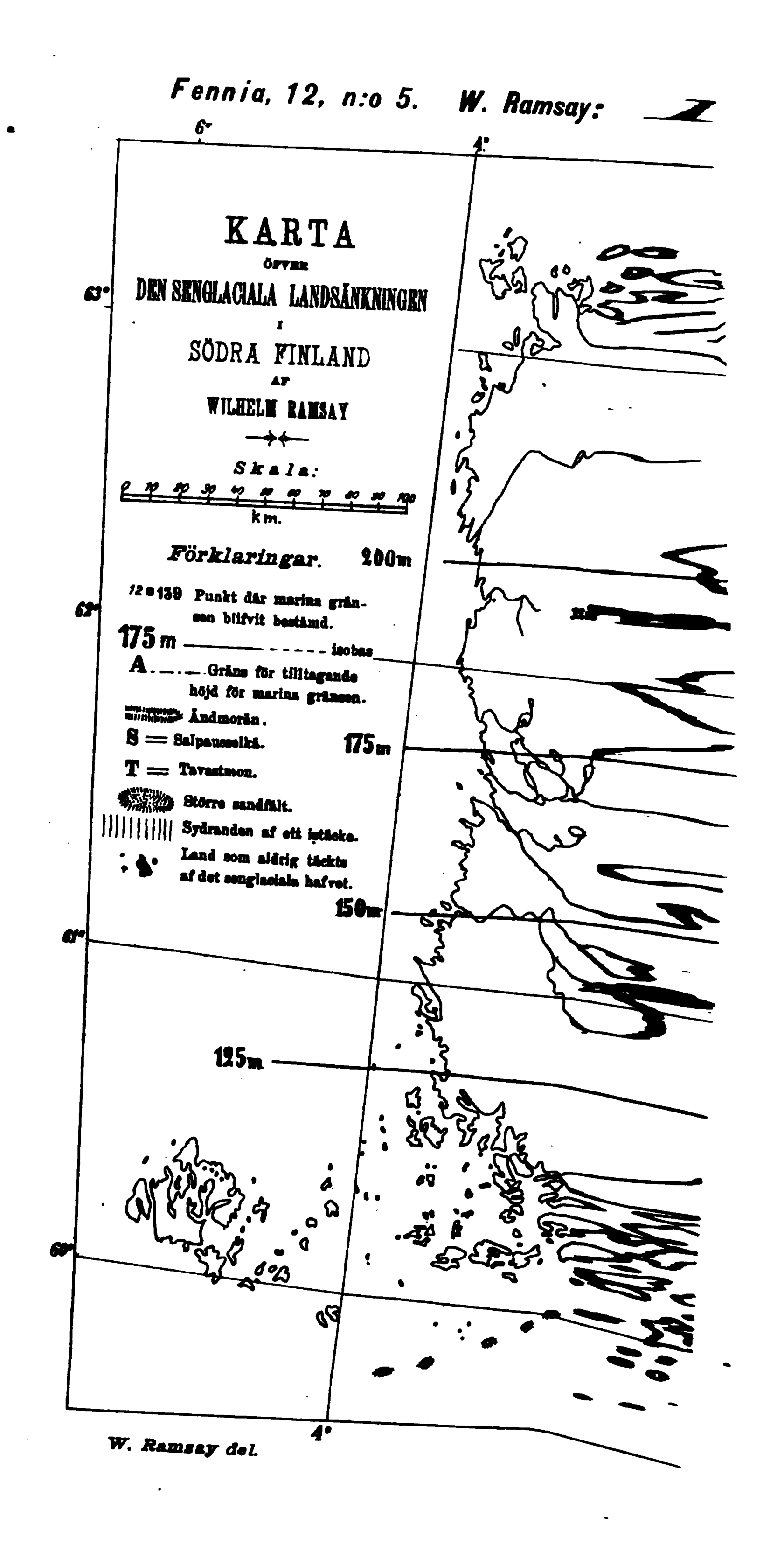
Quant aux altitudes de la limite de la transgression marine dans la contrée au NO de la ligne A—A, leurs valeurs décroissantes semblent indiquer, selon l'avis de l'auteur, que l'*inlandsis* restait ici jusqu'à ce qu'une partie considérable de l'élévation était accomplie, avant que la mer eût recouvert le sol. Cette interprétation des faits s'accorde avec les preuves phytopaléontologiques données par M. Nathorst et M. G. Andersson, d'après lesquelles l'élévation du sol aurait eu lieu en grande partie pendant que le

climat était encore arctique (75 % de l'élévation en Scanie). Selon les investigations de M. DE GEER en Esthonie au moins 50 % de l'émersion se seraient produits pendant l'époque glaciaire.

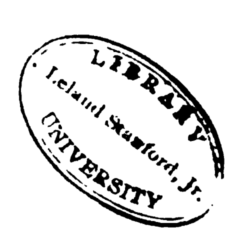
En quelques points l'auteur a observé des bandes horizontales des blocs roulis et lavés au-dessus du niveau envisagé comme limite de la transgression. Elles sont considerées comme des bords de petits lacs sur l'*inlandsis*, autour et près des sommets des monticules.

A l'aide des points où la ligne de rivage a été nivellée, la distribution de la terre et de la mer dans la période de dépression maximum a été enregistrée sur la carte. Cependant cet essai n'est que très schématique et possède toutes les imperfections qui résultent du manque de carte hypsométrique de la Finlande. A la fin de l'époque glaciaire une vaste mer avec un archipel d'îlots s'étendait entre le continent russe et un champ de glace au NO.

Une comparaison entre cette carte et celle que M. SEDERHOLM a dressée pour le congrès géographique international à Londres l'année 1895 sur la distribution des depôts marins de la Finlande, fait ressortir des divergences considérables. Tandis que la contrée au S du Salpausselkä et le sudouest de la Finlande sont assez riches en sédiments marins, l'intérieur du pays, quoique inondé par la mer, est presque dépourvu de ces formations. L'auteur indique quelques circonstances qui peuvent servir à l'explication de ce cas singulier.


KARTA
ÖFVER
DEN SENGLACIALA LANDSÄNKNINGEN
I
SÖDRA FINLAND
AF
WILHELM RAMSAY
Skala:
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100
km.
Förklaringar.
12 ⊙ 139 Punkt där marina gränsen blifvit bestämd.
175 m — — isobas
A. — . — Gräns för tilltagande höjd för marina gränsen.
Ändmorän.
S = Salpausselkä.
T = Tavastmon.
Större sandfält.
Sydranden af ett istäcke.
Land som aldrig täckts af det senglaciala hafvet.
200m
175m
150m
125m
63°
62°
61°
60°
6°
4°

W. Ramsay del.


LIBRARY
Leland Stanford, Jr.
UNIVERSITY

BULLETIN

DE LA

MMISSION GÉOLOGIQUE

DE LA FINLANDE

N:o 4

UEBER EINEN NEUEN

UGELGRANIT VON KANGASNIEMI IN FINLAND

VON

BENJ. FROSTERUS.

HELSINGFORS

APRIL, 1896

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 4

UEBER EINEN NEUEN

KUGELGRANIT

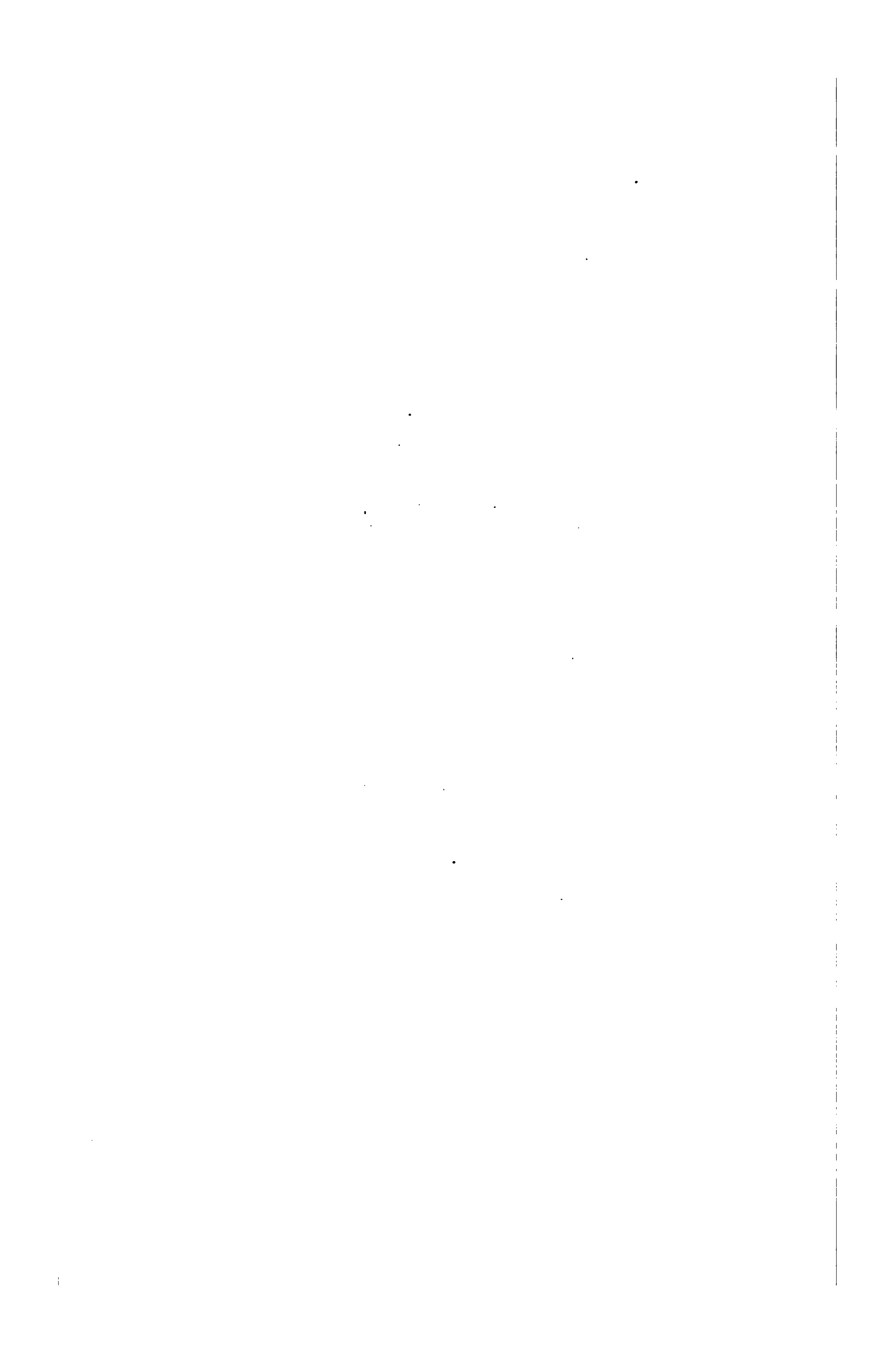
VON

KANGASNIEMI IN FINLAND

VON

BENJ. FROSTERUS

HELSINGFORS
APRIL 1896



Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland.

von

Benj. Frosterus.

Im Sommer 1894, als ich mit geologischen Kartenaufnahmen im Kirchspiel Kangasniemi in Mittel-Finland (Fig. 1) beschäftigt war, erhielt ich von einem Bauer ein Stück eines schönen Kugelgranites, das er von einem im Schotter liegenden Geschiebe losgeschlagen hatte. — Ich reiste sogleich nach der angegebenen Stelle, c. 18 km S von der Kirche Kangasniemi und c. 3 km S von dem Dorfe Hokka. Dort auf der nördlichen Seite einer in den See Puulawesi hineinragenden und dem Hause Puusa angehörigen Landspitze fand ich, nur einige Meter oberhalb des Ufers, fünf unmittelbar bei einander liegende parallelipipedische Geschiebe obengenanten Gesteines, die mit ihrer flachen Seite oberflächlich im Moränenschutt lagen. Das grösste derselben war 3 m lang, 1,75 m breit und etwa 1 m dick, die vier übrigen bedeutend kleiner.



Fig. 1.
Kartenskizze, welche die Lage von Kangasniemi und Wirvik angiebt.

Leider beschränkt sich das Vorkommen auf diese Geschiebe. Das Muttergestein war nämlich nicht zu finden, obgleich die umliegende Gegend sorgfältig nach allen Richtungen durchwandert wurde. Möglicherweise liegt dasselbe ganz in der Nähe der Geschiebe, ist aber von den in diesen centralen Theilen unseres Landes sehr mächtigen Moränenablagerungen bedeckt; oder es ist weit nördlich von der Fundstelle zu suchen. Für die letztere Annahme spricht besonders die Lage der Geschiebe. Diese sind näm-

lich wahrscheinlich als Treibeisblöcke aufzufassen, weil sie ganz lose im Moränenschutt am Fusse eines nur einige Dekameter hohen Moränenhügels liegen, und weil sie alle eine sehr scharfeckige Form besitzen, die sich scharf von dem gewöhnlich abgerundeten echten Moränengerölle unterscheidet.

Obwohl somit das geologische Auftreten dieses Gesteines nicht näher bekannt ist, haben die erwähnten fünf Geschiebe doch ein so reichhaltiges Material über diese eigenthümlichen Gebilde geliefert, dass man beinahe in Frage stellen kann, ob durch den Fund des Muttergesteines für die Deutung des Gesteines viel Neues zu Tage gefördert würde.

Betrachtet man einen der Blöcke näher, so fällt einem die eigenartige Struktur sogleich auf. In einem grauen Granit [1]) liegen näm-



Fig. 2.
$^1/_8$ der nat. Grösse.

lich dicht an einander zahlreiche fast sphäroidische oder lang ellipsoidische granitisch struirte Kugeln oder Ellipsoiden, in welchen man mehrere concentrische Zonen von einem Kerntheil unterscheiden kann (Fig. 2). Die Grösse dieser Gebilde wechselt etwas. Gewöhnlich sind die ellipsoidischen bedeutend länger als die sphäroidischen. Die ersten

[1]) *Anm.* Ich möchte hervorheben, dass ich hier das Wort Granit immer im Sinne des deutschen Granitit benutze, denn es wäre nicht zweckmässig, wie es mir scheint, einen besonderen Namen dem Haupttypus der scandinavischen granitischen Gesteine zu geben, obwohl diese meist Gesteine mit nur einer Glimmerart (Biotit) sind.

erreichen nämlich 33 cm Länge, während die letzteren einen nicht über 20 cm langen Durchmesser besitzen. Im Durchschnitt ist die Länge 15—20 cm. Diese ellipsoidischen und sphäroidischen Bildungen, die man, obwohl nicht immer mit Recht, Kugeln oder Variolen nennen könnte, liegen bisweilen einige Centimeter von einander entfernt, bisweilen so dicht neben einander, dass sie sich gegenseitig berühren und nicht selten schwache Einbuchtungen der peripherischen Theile hervorrufen.

Bei Betrachtung einer einzelnen Kugel unterscheidet man sofort einen inneren Theil, den Kern, und mehrere concentrische Hüllen oder Calotten. In der Mehrzahl der Kugeln ist der innerste Theil des Kernes von einer biotitreichen, gewöhnlich länglichen und oft scharf begrenzten, fragmentähnlichen Partie eingenommen, die bisweilen eine deutliche Streifung parallel ihrer Längsrichtung zeigt und somit an einen Gneisseinschluss erinnert, Taf. II Fig 1. Weniger oft hat die fragmentähnliche Partie eine scharfeckige unregelmässige Gestalt wie Fig. 3 zeigt. Im Gegensatz zu diesen Kugeln, wo der Fragmentcharakter des innersten Kerntheiles gut hervortritt, besitzen andere einen grobkörnigen granitischen Kern, der im Centrum auffallend reich an Biotit ist. Bei den letzteren tritt eine sphäroidische Gestalt gewöhnlich gut hervor. Zwischen diesen zwei extremen Beispielen sehen wir schliesslich Kugeln, deren innerster Kerntheil aus einem abgerundeten und mit den umgebenden Kernmaterial randlich durchmischten biotitreichen Gesteinseinschluss besteht, wo die Streifung nicht mehr beobachtet wird.



Fig. 3.
1/7 der nat. Grösse.

Unmittelbar um den innersten Kerntheil folgt eine gelblichweisse 1—2 cm breite feldspathreiche Zone, die durch ihre Grobkörnigkeit sich von den übrigen Theilen der Kugel deutlich unterscheidet. Diese pegmatitartig struirte Zone geht schliesslich ohne scharfe Grenzen in ein feinkörniges granitisches Gemenge über, wo eine Andeutung zu concentrischer Struktur oft beobachtet wird.

Der Unterschied zwischen diesen drei Theilen der Kugel, die wir als Kern zusammenfassen wollen, ist am deutlichsten in den lang ellipsoidischen Variolen ausgeprägt. In den Kugeln von mehr sphäroidischer Gestalt, in welchen wie gesagt die Einschlussnatur des innersten Kerntheiles weniger gut hervortritt, sind die drei Theile mit einander mehr oder weniger verwischt, jedoch nie so, dass man sie nicht gut aus einander halten könnte.

Auf den oben beschriebenen Kern folgen nun die deutlich von einander sich abhebenden concentrischen Hüllen, unter denen man unterscheiden kann: *a)* gelblichweisse fast nur aus Feldspath zusammengesetzte Hüllen, und *b)* graugefärbte biotitreichere Feldspathzonen. Von diesen sind die letzteren immer feinkörniger als die ersteren. Schon hierdurch, besonders aber weil die graugefärbten Hüllen besser der Einwirkung der Atmosphärilien widerstanden haben als die weissen, sind diese in einer verwitterten Gesteinsfläche tiefer eingesunken als jene, die also als scharfe Reliefs aus der Gesteinsfläche herausragen und hierdurch den schon an sich eigenthümlichen Gebilden ein noch eigenartigeres Aussehen verleihen.

Nebst der deutlich concentrischen Struktur beobachtet man, besonders in der weissen Feldspathszone, zum Theil aber auch in den grauen Hüllen, radiale Anordnung der Feldspathe, welche gewöhnlich auf einer geschliffenen Fläche sehr deutlich hervortritt (siehe Taf. I). Diese Zonen sind nun so angeordnet, dass immer mehrere biotitreiche Hüllen den Kern ummittelbar umschliessen. Hierauf folgt eine im Vergleich mit jenen breite, fast biotitfreie Feldspathzone, die bisweilen von einer oder mehreren ganz dünnen, grauen, biotitreicheren Hüllen unterbrochen wird. Die weisse Feldspathszone wird schliesslich von einigen schmäleren grauen Hüllen umgeben, die dasselbe Aussehen tragen wie die innersten concentrischen Zonen. Doch tritt sowohl die concentrische als die radiale Struktur hier mehr in den Hintergrund.

Ein Vergleich der verschiedenen Zonen ergiebt, dass die Breite der weissen Feldspathzone in einem gewissen Zusammenhang mit der äusseren Form der Kugeln steht. In einigen Kugeln ist nämlich diese Zone fünf Mal so dick als alle die grauen Hüllen zusammengenommen, während in anderen schon die äusserste Zone ebenso breit sein kann als diese. Für den letzteren Fall ist die in Fig. 1 Tafel II abgebildete Kugel ein Beispiel, während wir in Tafel I und Figur 4 Kugeln mit breiten weissen Zonen sehen. Wie schon diese Abbildungen zeigen, ist die weisse Feldspathzone dünn, wenn der innerste Kerntheil eine linsenartige Form und somit die ganze Kugel eine lang ellipsoidische Gestalt hat; das Gegentheil tritt aber ein, wenn die sphäroidische Gestalt vorherscht. Im ersten Falle ist die Breite der weissen Zone bloss 0,5—1 Centimeter, in zweiten Falle kann sie 5 Centimeter erreichen, und dann sind die grauen Zonen zusammen im Allgemeinen nicht dicker als 1,5 Centimeter.

Gegen den umschliessenden Granit grenzen die Kugeln ganz scharf ab. Jedoch gelingt es nie, wie es bei mehreren bekannten

Kugelgesteinen, z. B. den von Fonni, Wirvik und Kortfors möglich ist, eine Kugel aus dem umgebenden Gestein herauszuschlagen, denn



Fig. 4.
1/4 der nat. Grösse.

die äusserste Hülle ist sehr fest mit den umschliessenden Granite verwachsen. Dagegen gelingt es ziemlich leicht die äusserste Calotte von der Kugel abzuspalten.

Um ein vollständiges Bild dieser eigenthümlichen Gebilde zu geben, wollen wir nun die Zusammensetzung und Struktur der einzelnen Theile einer Kugel Schritt für Schritt verfolgen und hierbei vom Centrum beginnend nach der Peripherie zu gehen.

Der Kern.

Der innerste Theil des Kernes, sei er eine linsenartige, scharf begrenzte Partie mit deutlicher Parallelstruktur oder eine solche mit weniger scharfer Begrenzung und granitischer Struktur, besteht immer hauptsächlich aus Glimmer, Feldspath und Quarz. Accessorisch kommen Erze, Zirkon, Apatit, Titanit, Chlorit und Epidot vor.

Der Glimmer ist ein *Biotit*. Er tritt in reichlicher Menge auf, wodurch dieser Theil der Kugel ganz dunkel gefärbt erscheint. Bald liegen die breittafeligen, gewöhnlich mehrere Millimeter langen Individuen mit ihren Längsrichtungen parallel, und rufen somit die genannte

Parallelstructur hervor, bald sind sie ganz regellos in der Masse vertheilt. Er ist durch seine in Graniten und Gneissen gewöhnliche dunkelbraune Farbe charakterisiert und reich an pleochroitischen Höfen, die nicht selten als doppelte Ringe einen abgerundeten stark lichtbrechenden Mikrolith umgeben. Der innerste Hof ist gewöhnlich breiter und stärker pleochroitisch als der äussere. Eine genaue Bestimmung des central liegenden Mikroliths war wegen der geringen Grösse desselben nicht möglich. Die Licht- und Doppelbrechung stimmen jedoch mit jenen des Epidots überein.

Es ist eine auffallende Erscheinung, dass die Ränder des Glimmers gelappt oder gleichsam zerfressen sind. Dieses Phänomen spricht unzweifelhaft für eine Art Resorption. Man kann es in den äussersten Theilen der Kernpartie sehr deutlich beobachten, wo die Auflösung oft so weit gegangen ist, dass der Anfangs unbeschädigte Biotit in mehrere eigenartig geformte Lappen zertheilt ist. Wenn der Kerntheil deutliche Grenzen hat, sieht man nicht in den centralsten Partien solche scharfe Resorptionserscheinungen, während der Gegensatz eintritt, wenn der gneissartige Charakter bei diesem Kerntheile fehlt.

Von Interesse sind weiter die Interpositionen, die oft in grosser Menge in dem Biotit angehäuft sind. Die meisten von diesen gehören einem stark licht- und doppelbrechenden Mineral an, bei welchem Kristallbegrenzung fast immer fehlt. Im polarisirten Lichte erzeugen sie u. d. M. zwischen gekreuzten Nicolen Interferenzfarben höherer Ordnung und im convergenten Lichte einen verhältnissmässig kleinen optischen Axelwinkel. Die optische Orientierung spricht also für *Titanit.* Die Mineralkörnchen häufen sich in kleinen oft lang ausgezogenen Schwärmen oder Gruppen an, die gewöhnlich längs den ausgezackten Rändern des Glimmers liegen. Oft sind sie so zahlreich, dass sie das Biotitblättchen ganz ausfüllen. Man trifft sie aber nicht überall in solcher Menge an. So kommen sie ganz vereinzelt vor in den Kugeln, wo die Fragmentnatur des innersten Kerntheils am deutlichsten hervortritt, während der Biotit in den mehr granitischen Kernen voll von diesen Interpositionen ist. Dieses Auftreten nebst der äusseren regellosen Form der Mineralkörnchen scheinen dafür zu sprechen, dass die Titanitkörnchen als ein Produkt der Resorption aufzufassen ist. Sie wären also nicht in demselben Sinne primäre Gemengtheile wie z. B. der Biotit. Wahrscheinlich sind sie zum grossen Theil aus dem Ilmenit, der nie fehlt, entstanden. Dieses Mineral ist nämlich nicht selten von den Titanitkörnchen kranzartig umgeben. Doch kann man sich nicht der Auffassung enthalten, dass sie in mehreren Fällen direkt aus

dem Biotit ausgelaugt wären, denn das Titaneisen, an welches man zuerst denken würde, ist in der Nähe der Interpositionen oft gar nicht zu beobachten.

Ausser den oben geschilderten Titanitkörnchen liegen in Glimmertäfelchen, die nicht stärker resorbirt sind, sehr winzige nadelförmige dunkle Stäbchen eines stark lichtbrechenden Minerals. Sie sind gewöhnlich in Richtungen angeordnet, die mit einander einen Winkel von 60° bilden und parallel der Schlagfigur des Glimmers laufen. Sie stimmen mit den in der Litteratur oft beschriebenen *Rutil*interpositionen gut überein.

In dem bisweilen in Chlorit zersetzten Biotit findet man gleichartige nadelförmige Mikrolithen, die in derselben regelmässigen Weise angeordnet sind, aber weit geringere Doppelbrechung und oft etwas grössere Dimensionen zeigen als die Rutilstäbchen. Dem optischen Charakter nach stimmen diese mit *Epidot* überein, welches Mineral auch in unregelmässig begrenzten Körnchen in dem zersetzten Biotit liegt. Diese Mikrolithen müssen alsdann im Gegensatz zu den vorigen sekundärer Natur sein.

Der Feldspath ist fast ausschliesslich Plagioklas, der durch kaolinartige Umvandlungsprodukte meistens ganz trübe ist. Er ist in kurz prismatische hypidiomorphe Individuen ausgebildet. Die Auslöschungsschiefe ist gering, die Lichtbrechung ein wenig kleiner als beim Quarz, also ein Plagioklas von der *Oligoklas*-reihe, $Ab_6\ An_1 — Ab_2\ An_1$. Recht oft ist aber der getrübte Feldspath nach den Rändern zu in einen anderen wasserhellen Plagioklas umgewandelt, der grössere Lichtbrechung als Quarz zeigt. Die auch in diesem Falle geringe Auslöschungsschiefe der Zwillinglamellen spricht für ein nicht besonders kalkreiches Glied der Plagioklasserie, also wahrscheinlich einen Andesin.

Unzweifelhaft ist der letztgenannte wasserhelle Plagioklas eine Neubildung. Dafür spricht der Umstand, dass oft schön ausgebildete mikroskopische Kryställchen mit scharfen Ecken und Kanten in den Quarz hineinragen, welches nie bei dem getrübten Oligoklase beobachtet wird. Beachtenswerth ist weiter, dass diese beiden Feldspathe oft ohne scharfe Grenzen so in einander übergehen, dass die Zwillingslamellen eines Andesin, welcher einen Oligoklas umrandet, als Fortsetzung der Lamellen des letzteren auftreten, und dass also die Grenze zwischen den beiden Individuen hauptsächlich nur durch Aufhören der Trübung des Oligoklases angedeutet wird. Dies deutet also darauf hin, dass der wasserhelle Andesin aus dem acideren Oligoklase entstanden sei.

Orthoklas und *Mikroklin* wird sehr selten im Dünnschliffe wahrgenommen. Sie sind durch das gleiche trübe Aussehen wie der Oligoklas gekennzeichnet und wie jener in hypidiomorphen Körnern ausgebildet.

Der stets allotriomorph begrenzte *Quarz* scheint in zwei Generationen aufzutreten. Die eine, zu welcher die Hauptmenge desselben gehört, liegt zwischen den übrigen Gemengtheilen in lang ausgezogenen unregelmässig begrenzten Partien, die gewöhnlich in ein Aggregat mehrerer Individuen zerfallen. Im polarisirten Lichte beobachtet man u. d. M. immer deutliche undulöse Auslöschung. Der zweiten Generation, die in breiteren Körnern ausgebildet und verhältnissmässig reich an mikroskopischen Interpositionen ist, fehlen die Druckerscheinungen. Unter den Interpositionen sind grünlichweisse Nädelchen eines doppelbrechenden Minerals und stark lichtbrechende Körnchen eines anderen zu unterscheiden. Auch die Flüssigkeitseinschlüsse scheinen in dieser Generation zahlreicher zu sein als in der ersteren.

Weil nun diese zweite Generation hauptsächlich an den äusseren Rändern des innersten Kerntheiles auftritt, und weil der wasserhelle wahrscheinlich neugebildete Andesin wie auch die stark resorbirten Biotitblättchen hauptsächlich in der Nähe von diesen gefunden werden, dürfte man annehmen, dass sie unter den Einwirkungen des granitischen Magma auf einen fremden Einschluss entstanden wäre. Streng genommen wäre sie also nicht primären Ursprungs.

Als ein Nebengemengtheil ist *Titaneisen* zu erwähnen, das immer in abgerundeten Körnchen ausgebildet ist. Diese liegen meist in den Biotitblättchen oder in deren unmittelbarer Nähe und kommen in grösserer Menge vor, wenn der Glimmer stark resorbirt ist. Bisweilen sind sie von Titanit kranzartig umgeben oder mit diesem Minerale in unregelmässigen Häufchen zusammengedrängt, wie das bei den Titanitinterpositionen eingehender beschrieben wurde.

In Gesellschaft mit dem Titaneisen treten in den stärker resorbirten Theilen des Kernes dunkelbraune Blättchen von *Eisenglimmer* auf.

Titanit ist, wie schon oben hervorgehoben wurde, sehr reichlich vorhanden, muss aber zum grössten Theile als ein Produkt der Resorption aufgefasst werden. Ein Theil desselben gehört jedoch ohne Zweifel zu den ältesten Ausscheidungen des Kernmaterials. Das Mineral tritt nämlich, obwohl ganz untergeordnet, in bis zu 1 Millimeter langen Individuen auf, die Andeutung zu Krystallform zeigen und gewöhnlich in dem Biotit oder den getrübten Plagioklase liegen.

Zirkon fehlt nie. Sehr selten wird aber deutliche Krystallform wahrgenommen, sondern die Kryställchen sind an Ecken und Kanten stark abgerundet oder wie aufgeschmolzen, so dass man nur in einzelnen Fällen ihren ursprünglichen kurzprismatischen Habitus bemerken kann. Sie liegen sowohl in dem Biotit als in dem Feldspath. Der Habitus stimmt übrigens gut überein mit dem Zirkontypus im Gneisse, auf welche v. Chroustschoff [1]) oftmals besonders hingewiesen hat.

Apatit ist sehr gewöhnlich. Er besitzt meist kurzprismatische Formen, an welchen man Prisma und Pyramidenflächen beobachtet. Auch hier sind aber die Kanten und Ecken auffallend abgerundet.

Als ein selten vorkommender accessorischer Gemengtheil ist schliesslich *Fluorit* zu erwähnen. Er tritt immer in vollständig regellosen Körnern auf, die kleine Hohlräume in oder zwischen den übrigen Gemengtheilen ausfüllen. Er scheint auf die quarzreicheren und stärker deformirten Theile des Kernes beschränkt zu sein. Das Vorhandensein dieses Minerales spricht also dafür, dass die Metamorphose des einschlussartigen innersten Kerntheiles unter Mitwirkung fluorhaltiger Gase stattgefunden hat.

Wie aus oben geschilderten Verhältnissen in der Struktur und mineralogischen Zusammensetzung hervorgeht, ist der centrale Theil des Kernes als ein Einschluss eines fremden Gesteines aufzufassen. Die Struktur ist gewöhnlich, sowohl makro- als mikroskopisch betrachtet, die eines Gneisses. In einigen Fällen fehlt wohl der schiefrige Charakter, aber auch dann wird man an ein Fragment denken müssen. Mehrere der Gemengtheile, besonders der Biotit, sind nämlich durch schöne Resorptionserscheinungen gekennzeichnet, wie auch ein Theil des Feldspaths und Quarzes als eine Art Neubildungsprodukt sich erweist. Besonders intressant ist weiter, dass der *Zirkon* immer in seinem »*Gneisstypus*» ausgebildet ist. Hieraus scheint mir die Annahme berechtigt: *dass der centrale Theil des Kernes als ein Einschluss eines Gneisses aufzufassen ist, der bisweilen durch magmatische Wirkungen zu einem granitisch struirten Gesteine umgewandelt ist.*

---

[1]) *K. v. Chroustschoff*, Beitr. zur Kenntniss der Zirkone in Gesteinen. Tscherm. Min. u. Petr. Mitth. Bd. VII s. 423--441.

Wie oben geschildert ist, folgt gleich um die centralen Theile des Kernes herum eine grobkörnige, einige Centimeter breite, pegmatitartig ausgebildete Feldspathzone (II in Fig. 5), die in die Einbuchtungen des resorbirten Kernes oft tief eindringt (Fig. 6).

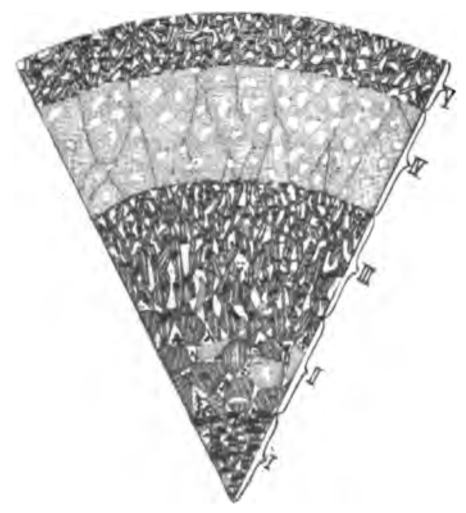


Fig. 5.
Schema des inneren Baus einer Kugel.
I. Der Kern. II. Die Andesinzone. III. Die äusseren Theile des Kernes und die erste feinkörnige concentrische Zone, in einander übergehend. IV. Die Mikroklinzone. V. Die äusserte feinkörnige Zone.

Der Feldspath, der das vorherrschende Gemengtheil der Zone ist, kommt in 5—8 Millimeter langen, 2—3 Millimeter breiten grauen oder gelblich röthlichen Individuen vor. Schon bei oculärer Betrachtung erkennt man eine deutliche Zwillingsstreifung auf den basalen Spaltungsflächen. Die Auslöschung im polarisirten Lichte schwankt auf Blättchen parallel P zwischen 2° und 5°, auf M ist sie c. 12°. Die Neigung des rombischen Schnittes gegen die Kante $M:P$ ist c. 2°. Positive Bissectrix tritt fast senkrecht gegen M aus. Die Lichtbrechung nach der von *Becke* [1]) angegebenen Metode bestimmt, ist stärker als bei Quarz. Das eig. Gewicht, mit Thoulet's Lösung und Westphals Wage bestimmt, ist 2,644—2,647. Er wäre also ein Plagioklas aus der *Andesin*-reihe $Ab_3 An_2—Ab_4 An_3$. Die Feldspathindividuen zeigen selten Andeutungen zu Krystallbegrenzung, sondern berühren einander mit unre-

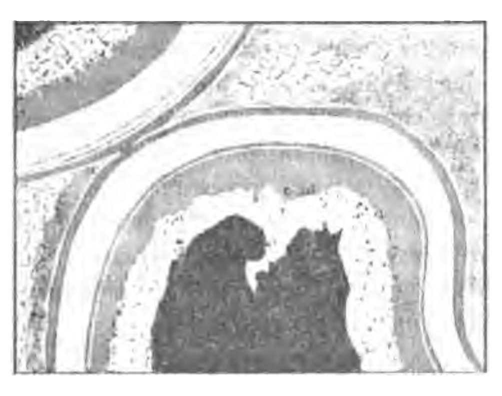


Fig. 6.
$^1/_4$ der nat. Grösse.

[1]) *F. Becke:* Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzungsber. d. Wiener Akad. I Abth. 1893, Juliheft.

gelmässiger Begrenzung. Sie sind gewöhnlich von Eisenoxyd etwas getrübt.

Ganz untergeordnet kommt ein anderer Plagioklas vor, der gewöhnlich fast wasserhell ist, geringere Lichtbrechung als der Andesin und ganz kleine Auslöschungsschiefe zeigt. Der in sehr kleinen Individuen ausgebildete Feldspath, der wahrscheinlich ein natronreicher Oligoklas ist, gehört unzweifelhaft zu den am letzten auskrystallisirten Gemengtheilen dieser Zone, denn er ist gegen den Andesin vollständig allotriomorph, gegen den Quarz dagegen oft schön idiomorph, wie es Fig. 7 verdeutlicht. Die ungleich schattirten Partien in der Figur bedeuten getrübten Andesin, die geradlinig gestreiften Felder sind wasserheller Oligoklas, die schwarzen Biotit, die weissen Quarz.



Fig. 7.
Gezeichnet mit Camera lucida. Vergrösserung 1 × 8.

Hier und da zwischen den Plagioklasen sieht man in einem Dünnschliffe einzelne kleine Orthoklas- und Mikroklinschnitte. In den Kugeln, wo der Einschluss weniger metamorphosirt ist, ist der Kalifeldspath jedoch vollständig untergeordnet. Der immer allotriomorphe Mikroklin, welcher gewöhnlicher ist als der Orthoklas, ist fast wasserhell und wird deswegen u. d. M. schon in parallelem Lichte von dem stark getrübten Plagioklase unterschieden. Er ist bisweilen in grösseren Individuen ausgebildet und umschliesst dann oft Plagioklasstückchen, von welchen gewöhnlich mehrere einheitlich orientirt und durch eigenartig zerfressene Konturen charakterisirt sind. Die in Figur 8 nicht ganz gut gelungene Reproduktion soll dieses verdeutlichen. Das dunkle ist Plagioklas, das hellere Mikroklin.



Fig. 8.
Gezeichnet mit Camera lucida. Vergrösserung 1 × 8.

Wahrscheinlich hat der Plagioklas den nun von Mikroklin ausgefüllten Raum früher eingenommen, und das Phänomen wäre also

als eine Art Resorption zu erklären. Die Berichtigung einer solchen Annahme wird durch meine noch nicht publicirten Untersuchungen an metamorphosirten Einschlüssen in unseren Rapakivigesteinen bestätigt. In Einschlüssen von Labradorporphyr von mehreren Lokalitäten ist nämlich der Labrador, besonders wenn er einsprenglingsartig ausgebildet ist, entweder nur zum kleinen Theil oder fast vollständig durch Orthoklas verdrängt. Überhauft kann man dort alle denkbaren Übergänge von einer beginnenden zu einer zu Ende geführten Resorption beobachten.

Als letztes Krystallisationsprodukt dieser Zone erweist sich der *Quarz*, der die Räume zwischen den Plagioklasen vollständig ausfüllt und wie Adern mit einander und mit den quarzreichen Theilen des Kugelcentrums anastomosirt. Man könnte deswegen die Quarzmenge mit dem Maschenwerk eines Netzes vergleichen, das alle übrigen Gemengtheile umgiebt. Die Quarzkörner sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen und zeigen meist eine schwache undulöse Auslöschung im polarisirten Lichte.

In diesen quarzreichen Theilen der Feldspathzone liegen mehrere grössere Blättchen eines dunkelbraunen *Biotits*, die dasselbe Aussehen wie in den centralen Theilen der Kugel zeigen. Gewöhnlich sind sie stark aufgeblättert und mit den erwähnten Titanitkörnchen reichlich imprägnirt und umsäumt. In weit geringerer Menge wird der Biotit in den grösseren Plagioklasen gefunden. In dem Fall aber scheint der Biotit nicht so stark resorbirt zu sein als in dem Kerne, sondern dann ist er in langen Täfelchen mit geradlinigen Konturen ausgebildet.

In einigen Kugeln ist der Biotit dieser Zone zum grössten Theil in Chlorit umgewandelt und dann meist sehr reich an bis zu 0,009 Millimeter langen Epidotmikrolithen, die in Richtungen liegen, welche einander unter 60° schneiden. Auch die Feldspathe sind in diesen Kugeln stark zersetzt und voll von Epidot und Muskovit.

Unter accessorischen Gemengtheilen ist *Zirkon* wichtig, Es tritt ohne deutliche Krystallbegrenzung in rundlichen 0,05—0,1 Millimeter langen Körnern auf, die bisweilen einen zonaren Aufbau zeigen. Es stimmt übrigens mit dem Gneisstypus gut überein.

Ohne scharfe Grenzen geht diese grobkörnige Feldspathzone in eine graugefärbte feinkörnigere über (der unterste Theil in Figur 5), welche die äussersten Theile des Kernes bilden. Mit Ausnahme der geringeren Korngrösse der Gemengtheile unterscheidet sich diese Zone von der vorigen durch ein schwach hervortretendes concentrisches und radiales Gefüge (siehe Fig. 1 Taf. II). Die Gemengtheile sind Biotit, Plagioklas, Orthoklas und Quarz.

Die Biotitblättchen sind theils wie in dem Kerncentrum stark resorbirt und von Titanitkörnchen begleitet, theils in geradlinig begrenzten langen Täfelchen ausgebildet. Immer ist er gut idiomorph gegen die Feldspathe und den Quarz. Die Anordnung ist meist keine regelmässige.

Der Plagioklas ist zum grössten Theil derselbe wie in der grobkörnigen Feldspathzone, d. h. ein *Andesin*, zum kleineren Theil *Oligoklas* und *Orthoklas*, die weniger zersetzt als der Andesin und meistens auch in kleineren Individuen ausgebildet sind. Gegen den Andesin sind sie gewöhnlich deutlich allotriomorph.

In den äussersten Theilen dieser Zone wird eine Andeutung zur concentrischen und radialen Structur dadurch bedingt, dass die Biotitblättchen in ganz undeutlichen concentrischen Reihen sich anordnen und dass die Plagioklase in der Richtung der Brachyaxe langgestreckt und radial gestellt sind. Die radiale Struktur tritt im Allgemein deutlicher hervor als die concentrische.

Wie aus der oben gegebenen Schilderung des Kugelkernes hervorgeht, *sind die innersten und äussersten Theile desselben von ganz verschiedenem Ursprung*. Während der innerste Theil ein allothigener Gesteinseinschluss ist, müssen im Gegensatz dazu die nächst um ihn herumliegenden Theile während der Einwirkung eines flüssigen Magmas auskrystallisirt sein. Die Hauptmenge der Gemengtheile, die Feldspathe, sind nämlich von denjenigen des Einschlusses ganz verschieden und deswegen als ein Produkt der eigentlichen Kugelbildung aufzufassen; der grösste Theil des Glimmers scheint dagegen von dem Einschluss zu stammen. Dasselbe ist der Fall mit dem Zirkon. Man könnte wohl deswegen schliessen, *dass die feldspathreichen Theile um den Einschluss ein Mischungsprodukt von aufgelösten und noch festen Theilen des Fragmentes und dem kontaktmetamorphosirenden flüssigen Granitmagma darstellen.*

Die concentrischen Hüllen.

Die innerste feinkörnige Plagioklaszone. Wie hervorgehoben wurde, bemerkt man schon in den äussersten Theilen des Kernes Andeutungen einer concentrischen Struktur. Durch Zunehmen dieser gehen jene in den als die erste concentrische Zone bezeichneten Theil der Kugel über (der obere Theil III in Fig. 5). Der Unterschied zwischen den peripherischen Theilen des Kernes und der ersten concentrischen Zone ist also hauptsächlich nur ein struktureller.

Die Zone ist immer aus mehreren feinkörnigen, glimmerreichen, ganz dünnen concentrischen Hüllen zusammengesetzt. Die Gemengtheile sind Plagioklas, Biotit und Quarz. — Der gewöhnlich wolkig getrübte *Plagioklas* zeigt grössere Lichtbrechung als der Quarz und stimmt in den übrigen optischen Eigenschaften mit dem Andesin des Kernes gut überein. Eine ganz genaue Bestimmung war jedoch wegen der Kleinheit der Feldspathkörner nicht möglich. Die meist nach der Brachyaxe langgestreckten Individuen sind oft radial gestellt, wodurch eine radiale Struktur in der Zone zum Vorschein kommt. Gewöhnlich sind sie Zwillinge nach dem Albitgesetz, weniger oft nach dem Periklingesetz. Einfache Zwillinge nach dem Albitgesetz sind sehr allgemein, und dann ist nicht selten die eine Hälfte zugleich nach dem Periklingesetz aufgebaut.

In Gesellschaft mit diesem Plagioklas kommt ganz untergeordnet ein fast wasserheller zwillingsgestreifter Feldspath vor, der schwächer lichtbrechend als der Quarz ist. Dieser scheint also ein Oligoklas oder Albit zu sein. Gegen den Quarz besitzt er oft deutliche Krystallbegrenzung, gegen den getrübten Plagioklas aber ist er immer allotriomorph und deswegen später als jener auskrystallisirt.

Orthoklas ist nur selten beobachtet, meist in ganz kleinen allotriomorphen Individuen.

Der *Biotit* kommt reichlich vor. Die Blättchen sind oft mit der Tafelseite mehr oder weniger deutlich tangential gestellt. Im Allgemeinen sind die Individuen bedeutend kleiner und weniger, oft gar nicht, resorbirt als in dem Kerne. Auch die dort vorbefindlichen begleitenden Titanitinterpositionen fehlen meist. In Chlorit ist der Glimmer dagegen recht oft umgewandelt. Gegen den Plagioklas ist er stets deutlich idiomorph, indem er Einschluss in ihm bildet und nicht selten mehrere Plagioklasstäbchen überquert.

Der *Quarz* schliesslich füllt die Räume zwischen den Plagioklasen oder durchzieht diesen in rundlichen Feldern. Er scheint einen resor-

birenden Einfluss auf diese älteren Gemengtheile ausgeübt zu haben, indem die Grenzen zwischen dem Quarz und den Feldspathen oft gleichsam zerfressen sind.

An accessorischen Gemengtheilen sind nur Erzkörnchen und Apatit zu erwähnen. Beide nehmen jedoch eine ganz untergeordnete Stellung ein.

Es ist eine auffallende Thatsache dass der Zirkon, welcher mit dem charakteristischen Gneisstypus in dem Kerne immer angetroffen wurde, hier *nicht* beobachtet worden ist. Auch in den folgenden concentrischen Zonen fehlt dieses Mineral. Wahrscheinlich wird diese Thatsache dadurch erklärt, dass die Gemengtheile des Fragmentes nicht über die äussersten Theile des Kernes weggeführt worden sind; sie spricht auch dafür, dass das Material, aus welchen die concentrischen Zonen zusammengesetzt sind, bei der Bildung dieser vollständig in Lösung gewesen ist.

Die concentrischen Hüllen, die diese erste Zone zusammensetzen, unterscheiden sich von einander hauptsächlich durch die verschiedene Korngrösse und den wechselnden Reichthum an Biotit. An einigen Hüllen, die dann oft etwas grobkörniger und quarzreicher als die angrenzenden sind oder hauptsächlich durch Orthoklas und Mikroklin aufgebaut werden, tritt nämlich der Glimmer stark zurück. Solche mikroklinreiche Lager, die immer sehr dünn sind, werden aber nur in den äussersten Theilen der Plagioklaszone beobachtet. Sie fehlen aber auch sehr oft.

Die Mikroklinzone. Die folgende Zone (VI im Fig. 5) ist fast immer bedeutend breiter als die erste, indem sie eine Dicke von 1 bis 5 Centimeter erreicht. Im allgemeinen ist sie desto breiter, je vollständiger das Fragment im Centrum der Kugel resorbirt ist. Durch ihre gelblichweisse Farbe und scharfe Grenzen tritt sie sehr deutlich, besonders an einer geschliffenen Kugel hervor (Taf. I u. II, Fig. 6). Diese fast glimmerfreie Zone wird hauptsächlich von grösseren Feldspathindividuen, die sich als Mikroklin erweisen, und Quarz aufgebaut.

Der Mikroklin ist pyramidenartig ausgebildet und erstreckt sich oft durch die ganze Zone, so dass die Spitze nach dem Centrum zu gerichtet ist. In der Bruchebene einer Kugel erscheint er deswegen in mehr oder weniger deutlichen triangulären Durchschnitten, die durch einen perlmutterartigen Schiller auf den klinodiagonalen Spaltungsflächen von der Umgebung scharf hervorgehoben werden. Die einzelnen Individuen, deren nach aussen gekehrte Enden nicht selten 0,5 Centimeter breit sind, liegen immer in der Weise radial gestellt, dass

die Brachyaxe des Minerals parallel mit den Radien der Kugel verlaufen. Im Allgemeinen sind sie sehr wenig zersetzt, aber reichlich mit einem rothbraunen Produkt (Eisenoxydhydrat) ausgefüllt, wodurch sie die gelbliche Farbe erhalten haben.

In Schnitten von der Zone der Basis sieht man u. d. M. im polarisirten Lichte die für Mikroklin charakteristische gitterartige Auslöschung, und in Schnitten parallel *M* beobachtet man eine ganz feine mikroperthitische Zusammenwachsung mit Albitlamellen. Karlsbaderzwillinge kommen nicht selten vor.

Der ganz reichlich vorkommende Quarz ist nicht wie in der ersten Zone wie im Kerne eine Ausfüllung der Räume zwischen den übrigen Gemengtheilen, sondern durchzieht den Mikroklin überall in kleinen rundlichen Partien, so dass es aussieht, als wäre der Mikroklin mit Quarz durchtränkt, wie es das in Fig. 9 nicht gut gelungene Chliché verdeutlicht. Dieser Mikropegmatit oder, wie *Zirkel* [1] mit einem besseren Worte sagt, Implicationsstruktur, muss man sich wohl dadurch entstanden denken, dass der Quarz fast gleichzeitig mit dem Mikroklin auskrystallisirte oder mit anderen Worten, sie wäre eine Folge der geringen Krystallisationskraft des Mikroklins. Als ein Produkt der Verwitterung, als welche eine solche Struktur in letzterer Zeit bisweilen beschrieben worden ist [2]), kann man sie nicht erklären, weil sie nur auf diese Zone beschränkt ist. An eine Art Corrosion ist auch nicht zu denken, denn dann müsste man wohl auch in den äusseren Theilen des Kernes dieselbe Struktur finden, wo beweislich eine ganz weitgehende Resorption stattgefunden hat. Dieses ist aber, wie wir gesehen haben, nicht der Fall.

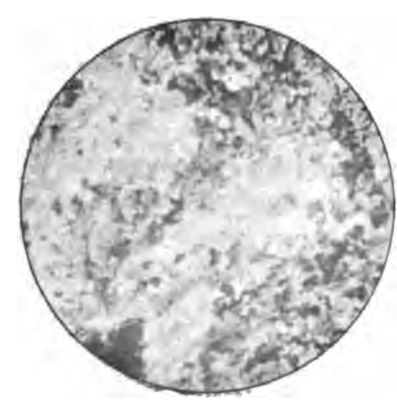


Fig. 9.
Vergrösserung 1 × 15.

An übrigen Gemengtheilen dieser Zone sind Orthoklas und Biotit zu erwähnen. Der erstere ist in kleinen Individuen mit dem Mikroklin hypidiomorph gemengt und durch die obengenannte Implicationsstruktur charakterisirt. Dem Mikroklin ist er an Menge vollständig untergeordnet.

---

[1]) *F. Zirkel.* Lehrb. d. Petrographie. Bd. I, s. 470.

[2]) *Julius Romberg.* Petrogr. Untersuchungen an argentinischen Graniten. N. J. f. M. 1892 Beil. Bd. VIII.

Der *Biotit* wird in ganz kleinen Blättchen beobachtet, die dieselben dunklen grünlichgrauen Absorptionsfarben und denselben Habitus wie der Biotit der inneren Zone zeigen. Er liegt immer ohne jede regelmässige Anordnung im Mikroklin und ist recht oft in Chlorit umgewandelt.

Nicht selten beobachtet man in der Mitte dieser Zone eine oder bisweilen mehrere, höchstens drei Millimeter breite, graugefärbte plagioklasreiche Hüllen (siehe Taf. I u. II), die dieselbe Struktur und Zusammensetzung wie die erste concentrische Zone besitzen. Die Auskrystallisation des Mikroklins scheint also bisweilen unterbrochen gewesen zu sein.

Die äusserste feinkörnige Plagioklaszone. Um die Mikroklinzone herum liegt schliesslich immer eine graugefärbte, gewöhnlich nicht über 1 Centimeter breite Zone (V im Fig. 5), welche makroskopisch an die erste concentrische Zone erinnert. Wie diese ist sie immer, obwohl weniger ausgeprägt, in mehrere ganz dünne Hüllen zertheilt.

Die Zusammensetzung ist: Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Mikroklin und Quarz. Wie in der ersten concentrischen Zone ist der *Biotit* in kleinen idiomorphen Täfelchen ausgebildet, die im Allgemeinen keine nennenswerthe Resorptionserscheinungen zeigen. Er ist zum Theil in concentrischen Reihen angeordnet, so dass die Tafelseite tangential liegt, und ruft hierdurch die genannte concentrische Struktur der Zone hervor. Zum Theil ist er aber auch regellos vertheilt.

Die Hauptmenge der Feldspathe ist ein fast wasserheller *Plagioklas*, etwas schwächer lichtbrechend als der Quarz. Oft einfache Zwillinge nach dem Albitgesetz sind allgemein, weniger oft kommen solche nach dem Periklingesetz vor. Die höchstens 1,5 Millimeter langen Individuen sind nicht selten radial gestellt, wodurch man eine radiale Struktur, obwohl nicht so deutlich wie in den inneren Zonen, auch hier beobachten kann. Ein kleinerer Theil der Plagioklase ist stärker lichtbrechend als der Quarz und durch Zersetzungsprodukte etwas getrübt. Den optischen Eigenschaften nach stimmt er mit dem Andesin des Kernes überein. — In geringerer Menge treten Orthoklas und Mikroklin auf, die stellenweise eine allotriomorphe Begrenzung gegen den Plagioklas zeigen.

Der letzte Krystallisationsprodukt, der *Quarz*, schliesslich, kommt hier fast reichlicher als in den übrigen Zonen vor und zeigt im Gegensatz zu dem in diesen vorkommenden u. d. M. oft eine schwache undulöse Auslöschung im polarisirten Lichte.

Diese Zone unterscheidet sich also sowohl in Struktur als auch in der Zusammensetzung etwas von der ersten Plagioklaszone, indem sie einen mehr normalgranitischen Charakter besitzt, welcher sich besonders durch den ganz aciden Plagioklas, den Kalifeldspath und verhältnissmässig reichlichen Quarz kundgiebt, wie auch in dem Zurücktreten der radialen und concentrischen Struktur.

Das Muttergestein.

Die Kugeln liegen in einem mit biotitreichen Schlieren ausgefüllten und von Pegmatitadern reichlich durchzogenen grauen mittelkörnigen Granite. Die Gemengtheile desselben sind: Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Mikroklin und Quarz.

Der dunkelbraune an pleochroitischen Höfen reiche *Biotit* zeigt immer gut idiomorphe Begrenzung. Wie der Glimmer in dem innersten Theil des Kugelkernes ist er oft an den Rändern in eigenthümlich geformten Lappen ausgezackt und zugleich von Titanit- und Erzkörnchen begleitet. Diese Resorptionserscheinungen beobachtet man jedoch hauptsächlich nur bei dem Biotit in der Nähe der glimmerreichen Schlieren, während der Biotit in anderen Theilen des Gesteines ziemlich unverändert ist.

Orthoklas und *Mikroklin* kommen in fast gleicher Menge vor; beide sind sie durch Beimischung von Eisenoxydhydrat getrübt und etwas röthlich gefärbt.

Der Plagioklas kommt reichlicher in den biotitreichen Theilen des Gesteines vor als in den übrigen. Wie der Kalifeldspath ist er wolkig getrübt, was seine Ursache in einer Umwandlung des Plagioklas in epidotartige Substanzen hat. Er zeigt schwächere Lichtbrechung als der Quarz, ist also ein Albit oder Oligoklas. Bisweilen findet man fast wasserhelle Plagioklaskryställchen, die dieselbe optische Orientierung wie der getrübte zeigen, sich aber durch eine oft gegen den angrenzenden Quarz schön idiomorphe Ausbildung charakterisiren. Sie werden besonders in der Nähe einer Kugel oder der schlierenartigen Partien beobachtet.

Der von Flüssigkeitseinschlüssen reichlich erfüllte *Quarz* schliesslich ist vollständig allotriomorph und zeigt schwache Druckerscheinungen, die sich in einer unbedeutenden undulösen Auslöschung des polarisirten Lichtes kundgeben.

Unter den accessorischen Gemengtheilen sind Apatit und Zirkon

zu erwähnen. Der *Apatit* tritt in langprismatischen Kryställchen auf, die meist bedeutend grösser sind als dasselbe Mineral in den Kugeln.

Der *Zirkon* ist sehr charakteristisch mit *spitzpyramidalen* Krystallformen ausgebildet, deren Aussehen keineswegs von vorsichgegangener Umschmelzung zeugt, sondern die immer sehr scharfe Kanten und Ecken zeigen. Er kommt in Kryställchen vor, die bis zu 1 Millimeter lang sind und stets die für den Zirkon charakteristischen grellen Interferenzfarben aufweisen und auch somit sich von den durch meist graue, wenig lebhafte Interferenztöne gekennzeichneten, malakonartigen Zirkonen des Kugelkernes unterscheiden.

Die Struktur des Gesteines ist eine normalgranitische. Mit Ausnahme des Quarzes besitzen die Gemengtheile keine Kataklasphänomene. Sowohl hierdurch als auch durch die mineralogische Zusammensetzung ähnelt das Gestein dem in unserem Lande und besonders in den hier in Frage kommenden Gegenden weit verbreiteten Mikroklingranit, der im Vergleich zu einem grauen oligoklasreichen und meist deutlich parallelschiefrigen Granite sich als »jüngerer Granit» [1]) erwiesen hat. Es wäre also in genetischer Hinsicht dasselbe Gestein, aus dem der Kugelgranit bei Wirvik [2]) besteht.

Wie früher erwähnt, sind die Kugeln ganz fest in dem Granite befestigt, so dass sie nicht ohne Schwierigkeit herausgehämmert werden können. Die Ursache hiervon tritt zu Tage bei näherer Untersuchung des Contactes zwischen den Kugeln und dem umschliessenden Gesteine. In dem letzteren bemerkt man nämlich eine deutliche contactstruktur, die darin besteht, dass die Plagioklaskryställchen hier in länglichen Individuen ausgebildet sind, die radial an die Kugelperipherie angrenzen und bisweilen einwenig in die äusserste Zone hineinragen, wie Fig. 10 es recht gut wiedergiebt. Wir sehen also, dass auch die ganze Kugel bei der Erstarrung des Muttergesteines als Krystallisationscentrum gewirkt hat.

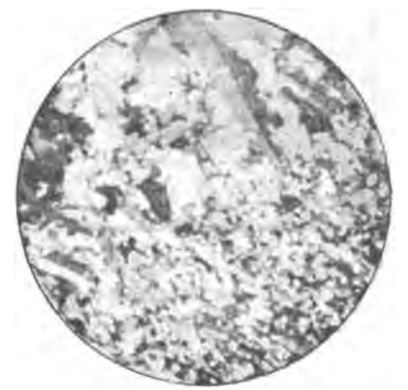


Fig. 10.
Der feinkörnige Theil unten ist die äusserste Zone einer Kugel, der obere Theil der Figur der Granit. Vergrösserung 1 × 13.

[1]) *J. J. Sederholm.* Om bärggrunden i södra Finland. Fennia Bd. 8, N:o 3. S. 13—23. Deutsches Referat S. 141.

[2]) *Benj. Frosterus.* Ueber ein neues Vorkomniss von Kugelgranit unfern Wirvik bei Borgå in Finland Tscherm. min. u. petr. Mitth. Bd. 13.

Neben den erwähnten, an die einschlussartigen Kugelkerne erinnernden dunklen biotitreichen Schlieren, die ohne scharfe Grenzen in den Granit übergehen, findet man in dem Granite zahlreiche schmale, röthlichgelbe Pegmatitgänge und Adern, die in allen Richtungen den Granit durchschwärmen, Taf. I. Sie besitzen nie scharfe Grenzen, sondern sind gleichsam mit dem Granite zusammengeschmolzen. Deswegen müssen sie als primäre Gänge, d. h. solche, die vor der vollständigen Verfestigung des Granites in diesem emporgedrängt sind, aufgefasst werden.

Sie sind hauptsächlich aus Quarz und einem röthlichgelben oder grauen Feldspath, mit den eig. Gew. 2,56 und den optischen Eigenschaften des Kalifeldspaths, zusammengesetzt. Die Breite der Gänge wechselt von mehreren Centimeter bis zu einigen Millimeter. Wo sie grösser sind, können sie den Raum zwischen den Kugeln fast erfüllen (siehe Fig. 6).

Mechanische Deformationen der Kugeln.

Obwohl die Kugeln meist eine ganz unveränderte Gestalt haben, und die an den Kugeln in dem Vorkomniss von Wirvik so schön hervortretenden Zerreissungen nicht auftreten, fehlen jedoch auch hier nicht alle Andeutungen solcher Phänomene. So z. B. sehen wir in einer Kugel, die in Figur 11 etwas schematisch dargestellt ist, dass die feinkörnige Hülle von einer pegmatitartigen Ader durchbrochen ist, die mit der grobkörnigen Zone der äusserten Theile des Kernes anastomosirt, wie sie auch mit den Pegmatitschlieren in dem umgebenden Granite zusammenfliesst. An der Stelle, wo der Durchbruch stattgefunden hat, ist die innerste concentrische Zone wie nach aussen geschoben, während die Theile der äussersten peripherischen Zone auf beiden Seiten der Pegmatitader gegen einander etwas verworfen sind. Der Feldspath in dieser Zone gehört sowohl einem Plagioklas als einem Orthoklas (oder Mikrokin) an. Der erstere, der auf die dem Kerne

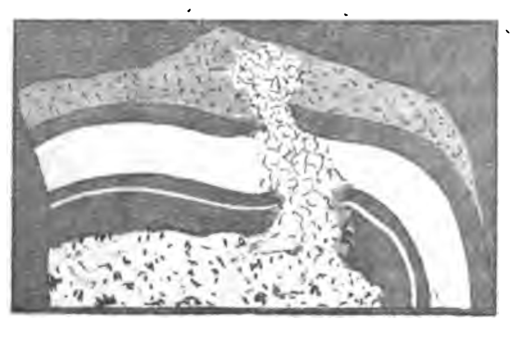


Fig. 11.
Eine Kugel von einer Pegmatitader durchbrochen.
$1/2$ der nat. Grösse.

näher gelegenen Theile beschränkt ist, hat dasselbe Aussehen wie der Feldspath in der grobkörnigen Zone des Kernes und das eig. Gew. 2,64; der letztere, der den Hauptheil der Ader ausmacht, besitzt das eig. Gewicht 2,56. Es scheint also hier eine Vermengung der Feldspathgemengtheilen der Andesinzone mit den Pegmatitschlieren des umgebenden Granites stattgefunden zu haben.

Wahrscheinlich ist durch Spannungen und Druck ein Bruch in der Kugel entstanden und die so gebildete Spalte mit Pegmatit ausgefüllt, der schliesslich mit dem von den inneren Theilen der Kugel etwas hervorgepressten Material zusammengemengt wurde.

Wie leicht überhaupt Deformationen an den Kugeln entstehen können, wird uns deutlich, wenn wir Figur 2 Tafel II betrachten. Die in natürlicher Grösse aufgenommene photographische Abbildung zeigt hier die äussersten Theile zweier Kugeln, von welchen die eine von dem umgebenden Granit stark aufgeblättert ist, indem die äusserste graugefärbte Zone vollständig zerrissen und mit Granitsubstanz injicirt ist.

Diese Phänomene sprechen also auch bei diesem Vorkommen dafür, *dass die Kugeln gewissermassen fest waren, als die schliessliche Verfestigung des umschliessenden Granitmagmas eintrat.*

Die Chemische Zusammensetzung der Kugeln.

Wie aus den Untersuchungen u. d. M. hervorgeht, unterscheiden sich die verschiedenen Theile einer Kugel mineralogisch hauptsächlich durch den Charakter der Feldspathe. Sehen wir von dem Einschluss im Centrum der Kugel ab, so folgen die Feldspathe nach einander in concentrischen Zonen, welche *nach zunehmender Acidität* vom Centrum nach der Peripherie zu angeordnet sind. Um den Einschluss herum liegt Andesin, dann folgt Mikroklin und zuletzt ein Gemenge von Oligoklas und Kalifeldspath.

Um nun die Zusammensetzung näher kennen zu lernen sind folgende Analysen ausgefürt worden. Die Analysen I, IV und V sind im chemischen Laboratorium der hiesigen polytechnischen Hochschule von den Herren A. Bergroth und E. Cedercreutz (Analyse I), M. Jaatinen (Analyse IV) und T. Hirn (Analyse V) unter Leitung des Herr Dr. G. Komppa, die drei übrigen von dem Landesgeologen H. Berghell ausgeführt worden. Es ist mir eine angenehme Pflicht, den genannten Herren meinen herzlichsten Dank für diese werthvolle Hilfe hier auszusprechen.

	I Bergroth u. Cedercreutz.	II Berghell.	III Berghell.	IV Jaatinen.	V Hirn.	VI Berghell.
$Si\,O_2$	64,83	61,64	72,92	74,8	75,67	70,46
$Al_2\,O_3$	13,82	19,69	13,07	13,4	11,53	11,16
$Fe_2\,O_3$ . . . } $Fe\,O$ . . . . }	6,82	3,68	2,73	—	1,52	4,92
$Mg\,O$	0,31	0,53	0,23	0,3	0,20	1,23
$Ca\,O$	4,40	6,43	5,83	1,3	2,79	2,34
$K_2\,O$	4,60	0,75	0,51	9,7	1,82	4,31
$Na_2\,O$	4,90	4,88	3,20	0,9	3,67	2,88
Gl. Verl. . . .	0,53	0,55	0,61	0,3	0,32	0,62
Summa	100,21	98,15	99,10	100,7	97,52	97,92

I Der innerste Kerntheil; II Die Andesinzone; III Die innerste feinkörnige Plagioklaszone; IV Die Mikroklinzone; V Die äusserste feinkörnige Plagioklaszone; VI Das Muttergestein.

Wie aus den Analysen ersichtlich ist, gehört der innerste Kerntheil einem viel basischeren Gesteine an, als der umgebende Granit ist. Der Gehalt an $Ca\,O$ und Alkalien, unter welchen $Na_2\,O$ dem $K_2\,O$ überwiegt, spricht dafür, dass ein biotit- und plagioklasreiches Gestein das Centrum der Kugel bildet, während das Muttergestein eine normalgranitische Zusammensetzung hat. Vergleichen wir die Analysen der feldspathreichen Zonen mit einander, so wird sich gleich ergeben, dass die Zonen nach zunehmendem $Si\,O_2$-Gehalt angeordnet sind. Der Prozentsatz an $Ca\,O$, vom Centrum nach der Peripherie zu betrachtet, nimmt ab, ebenso $Na_2\,O$, während $K_2\,O$ zunimmt. Ebenso ist der Gehalt an Eisen und Magnesia geringer in den peripherischen als in den centraleren Theilen einer Kugel, was für ein Abnehmen des Gehaltes an Biotit spricht. Vergleicht man das Verhältniss ($Fe_2\,O_3 + Fe\,O$) : $Mg\,O$ in den feldspathreichen Zonen (Analyse II bis V) und dem Kerne (Analyse I), so ergiebt sich, dass dieses in den ersteren kleiner ist als im letzteren. Dies scheint für eine verschiedene Zusammensetzung des Biotits in diesen Theilen zu sprechen, indem der Glimmer im Kerne viel *eisenreicher* als in den concentrischen Zonen sein dürfte. Auch das Muttergestein unterscheidet sich in derselben Weise von dem Kugelkerne. Wie wir gesehen haben, bestätigt auch die mikroskopische Analyse eine solche Annahme, indem der Biotit

des Kernes dunkler gefärbt ist und auch übrigens einen anderen Charakter hat als in den concentrischen Zonen.

Um nun ein übersichtlicheres Bild von der mineralogischen Zusammensetzung der verschiedenen Theile zu erhalten, habe ich die procentische Menge der verschiedenen Silikate aus den Analysen auszurechnen versucht und folgende Zahlen erhalten:

	I Der Kern.			II Die Andesinzone.		
Plagioklas	Ab 41,45 An 22,17	$Ab_2 An_1$	63,64	Ab 41,23 An 31,99	$Ab_4 An_3$	73,22
Kalifeldspath			—			—
Biotit			18,92			8,00
Quarz			19,60			16,50
Summa			102,16			97,72

	III Erste feinkörnige Plagioklaszone.			IV Die Mikroklinzone.		
Plagioklas	Ab 27,07 An 29,00	$Ab_1 An_1$	56,07	Ab 10,19 An 6,33	$Ab_3 An_2$	16,52
Kalifeldspath			—			57,44
Biotit			5,60			—
Quarz			39,72			26.74
Summa			101,39			100,70

	V Äusserste feinkörnige Plagioklaszone.			VI Das Muttergestein.		
Plagioklas	Ab 30,54 An 13,74	$Ab_2 An_1$	44,28	Ab 23,87 An 11,62	$Ab_2 An_1$	35,49
Kalifeldspath			6,79			16,88
Biotit			4,00			12,27
Quarz			42,82			32,53
Summa			97,89			97,17

Das aus Analye I und III berechnete Resultat weist mit dem gefundenen (der Glühverlust wurde bei den Berechnungen nicht berücksichtigt) eine Differenz von 2,48 % resp. 2,90 % auf, weil hier das gefundene $Al_2\ O_3$ in demselben Masse zu gering ist um die Silikaten $Na_2\ Al_2\ Si_6\ O_{16}$ und $Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8$ auf die gefundenen Werthe von $Na_2\ O$ und $Ca_2\ O$ zu berechnen. Weil die nähere Zusammensetzung

des Biotits nicht bekannt ist, ist der Gehalt an Glimmer approximativ ausgerechnet unter der Annahme, dass in einem Biotit 38 % $Si\ O_2$ und 62 % Basen enthalten sind, und dass $Fe_2\ O_3 + Fe\ O$ zu $K_2\ O$ im Verhältniss 2 : 1 steht [1]). In der Analyse I ist jedoch alles $K_2'O$ zu dem Biotit genommen, weil durch die mikroskopische Untersuchung nur ausserordentlich wenig Orthoklas konstatirt wurde. Bei Berechnung der Feldspathe ist ferner angenommen, dass alles berechnete $Na_2\ Al_2\ Si_6\ O_6$ und $Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8$ zu den Plagioklasen gehört, während der Kalifeldspath nur aus $K_2\ Al_2\ Si_6\ O_{16}$ zusammengesetzt sein sollte.

Wie wir aus den in der Tabelle berechneten Zahlen finden, hat der Feldspath des Kernes die Zusammensetzung eines Oligoklases $Ab_2\ An_1$, der der nächst herum liegenden Zone die eines Andesins, $Ab_4\ An_3$, genau dasselbe Resultat, das die mikroskopische Untersuchung ergab. In der innersten feinkörnigen Plagioklaszone ist die Zusammensetzung des Feldspathes fast die eines Labradors $Ab_1\ An_1$, d. h. der Feldspath hier ist basischer als in der innenliegenden Andesinzone. Vergleicht man aber die totale Zusammensetzung der beiden Zonen, so finden wir, dass die Zone III mehr als doppelt so viel Quarz führt als die Zone II, also durchschnittlich saurer ist als die Andesinzone. Ein ähnliches Verhalten sehen wir bei Betrachtung der Zonen IV und V. In der ersteren ist der Feldspath fast nur Mikroklin (der hier berechnete Gehalt $Ab_2\ An_1$, muss wohl vollständig dem Kalifeldspath angehören, weil bei der Untersuchung u. d. M. kein Plagioklas gefunden wurde, in der letzteren hauptsächlich Plagioklas, aber der Gehalt an Quarz in der Zone V ist c. 1,6 mal grösser als in der der Zone IV. Durchschnittlich ist also auch dieser saurer als jener. Schliesslich ist auch die Zone IV durchschnittlich saurer als die Zone III, denn der hohe Gehalt an $K_2\ Al_2\ Si_6\ O_{16}$ in der Zone IV überwiegt wohl den Überschuss an Quarz, der wir in der $Ab_1\ An_1$-reiche Zone III finden.

Die chemischen Analysen bestätigen also vollständig das schon durch die mikroskopische Untersuchung gegebene Resultat; *dass die concentrischen Zonen nach zunehmender Acidität vom Centrum nach der Peripherie zu angeordnet sind.*

---

[1]) Diese Zahlen sind als arithmetrische Mittel aus der Tabelle der chemischen Zusammensetzung des Biotits erhalten, die in *E. S. Danas* Descriptive Mineralogy, sixth Edition S. 630—631 enthalten ist.

Die Entstehungsweise der Kugeln.

Kugelgebilde in holokrystallinischen Gesteinen sind wie bekannt von mehreren Lokalitäten beschrieben worden, weshalb das Vergleichsmaterial ganz reichlich ist. Nichts desto weniger hat die Frage, wie diese eigenthümlichen Gebilde entstanden sind, recht verschiedene Hypothesen hervorgerufen. In letzter Zeit hat nun K. von Chroustschoff in einer interessanten Arbeit [1]) eine Zusammenstellung der meisten bekannten Kugelgesteine nebst detaillirten Untersuchungen sowohl über einige neue als auch über früher bekannte Vorkomnisse veröffentlicht, die gewissermassen als epochemachend betrachtet werden muss, weil hier eine Erklärung der Ursachen der Kugelbildung gegeben wird, welche die Frage ihrer Lösung bedeutend näher gebracht hat.

Die Kugelbilde lassen sich nach v. Chroustschoff in genetischer Beziehung in vier Kategorien eintheilen: 1) »Durch fremde Gesteinseinschlüsse hervorgerufene concentrisch sphäroidale Bildungen; 2) durch Bruchstücke basischer oder saurer *vor* der Individualisation der Gesteinsmasse erstarrte Ausscheidungen oder Einschlüsse hervorgerufene Kugelbildungen; 3) die sogenannten Puddinggranite; und 4) diejenigen Kugelgesteine, die als primäre Strukturformen des Magmas und als endomorphe Contactbildungen gelten dürfen.»

Die meisten bekannteren Kugelgesteine gehören zu den beiden ersten Kategorien. Die Puddinggranite sind auf gneissartige Gesteine beschränkt und unterscheiden sich auch in der mineralogischen Zusammensetzung am schärfsten von allen anderen, so dass sie sich nicht gut mit diesen, wie ich auch in meiner Abhandlung über den Kugelgranit von Wirvik (l. c.) hervorgehoben habe, vergleichen lassen. In die letzte Kategorie schliesslich fallen nach Chroustschoff die Kugelgesteine von Stockholm, Aldersbäck, Svartdal, Poudrière, S:ta Lucia di Tallano, Rudnik und Romsås.

In dieser Eintheilung ist also hauptsächlich die Annahme neu, dass in mehreren Fällen die Kugelbildung durch Vorhandensein eines erstarrten Gesteinseinschlusses in einem noch flüssigen Gesteinmagma hervorgerufen ist. Man könnte deswegen auch die Kategorie 1 und 2 von Chroustschoff vereinigen, denn der Anlass einer Kugelbildung ist in beiden derselbe: eine erstarrte Gesteinspartie. Ob diese einer basischen Ausscheidung des Muttergesteines oder einem diesem fremden

[1]) *K. von Chroustschoff:* Ueber holokrystalline makrovariolitische Gesteine. Mémoires de l'Academie des Sciences de S:t Petersbourg, VII ser. Tome XLII N:o 3.

Gesteinseinschluss zugehört, ist ja für die Erklärung der Kugelbildung ganz gleichgültig.

Es ist sofort ersichtlich, welcher von diesen Gruppen der Kugelgranit von Kangasniemi zugezählt werden muss, denn in keinem vorher beschriebenen Kugelgestein tritt die Einschlussnatur des Kernes so unstreitig hervor, wie hier — ja, man könnte sogar diese als Typus der ersten Gruppe hervorheben. v. Chroustschoff beschreibt vier Kugelgesteine, deren Kerne als deformirte Einschlüsse aufgefasst werden: variolitischer Granit vom Altai, variolitischer Amphibolgranit von Rattlesnake Bar, Dorado Co, Californien, variolitischer Granit von Kunersdorf, Schlesien, und von Ghistorrai bei Fonni, Sardinien. Von diesen ist nur der letzte früher von mehreren Autoren [1]) näher untersucht worden, ohne dass jedoch der wahre Charakter des Kernes erkannt worden wäre. Wie v. Chroustschoff durch eingehende Untersuchungen jetzt bewiesen hat, ist gerade dieses eines der besten Beispiele einer solchen Kugelbildung.

Vergleicht man das Kugelgestein von Kangasniemi mit den obengenannten, so treten mehrere Ähnlichkeiten hervor. Alle besitzen sie einen sowohl von den concentrischen Kalotten als dem Muttergestein ganz verschiedenen Kern. Die Gemengtheile des Kernes wie der Kern selbst weisen oft schöne Resorptionserscheinungen auf. Dies ist besonders der Fall in dem Kugelgestein von Ghistorrai bei Fonni. Weiter gehört der Zirkon im Kern einem anderen Typus an als dasselbe Mineral in dem Muttergestein, und schliesslich ist die Struktur im Kugelkern und Muttergestein oft recht verschieden.

Unter diesen Kugelgesteinen erinnert das schöne altaische Vorkommen vielleicht am meisten an das Gestein von Kangasniemi. Vergleicht man die photographischen Nachbildungen der beiden Gebilde, so treten schon die Ähnlichkeiten hervor. Beide besitzen sie einen feldspathreichen grobkörnigen inneren Kern, der von mehreren durch verschiedenartige Feldspathe ausgezeichneten concentrischen Zonen umgeben ist. Eine radiale Struktur ist neben den concentrischen in beiden zu beobachten, jedoch scheint diese in dem Vorkommen von Altai stärker ausgebildet zu sein, wo nicht nur die Feldspathe, sondern auch zum Theil die dunklen Gemengtheile radial angeordnet sind.

Obgleich nun bei einer grossen Anzahl von Kugelgesteinen eine der Ursachen der Kugelbildung bekannt ist, indem man annehmen

---

[1]) *vom Rath* 1883, 1885; *M. Lovisato* 1885, 1886, 1887, 1888; *M. Fouque* 1887; *K. von Chroustschoff* 1888.

darf, dass die Kugelstruktur dadurch entstanden ist, dass die in einem flüssigen Gesteinsmagma befindliche feste Gesteinspartie als Krystallisationscentrum gewirkt hat, oder anders gesagt, dass eine Kugel einem *concretionären* Vorgang während der Gesteinverfestigung entspricht, so ist doch die nähere Bildung der Kugeln in mancher Hinsicht noch sehr räthselhaft.

Wie wir gesehen haben, ist in den Kugeln von Kangasniemi der innerste einschlussartige Kerntheil von einer pegmatitartig struirten feldspathreichen Zone umgeben, die von den übrigen Kugeltheilen scharf abweicht. Eine solche grobkörnige Ausbildung unmittelbar um den eigentlichen Kern kennzeichnet auch andere Kugelsteine, z. B. das vom Altai. Man fragt sich nun; wie steht diese Struktur in Conformität mit derjenigen in den meist feinkörnigen oft radial aufgebauten concentrischen Zonen, die eine mehr peripherische Stellung in den Kugeln einnehmen, und wie soll man erklären, dass in dem altaischen Vorkommen gerade um den Kern fast nur Kalifeldspath vorkommt, während die umgebenden Zonen meist Plagioklas enthalten. Chroustschoff versucht diese Erscheinung bei dem altaischen Kugelgestein in der Weise zu erklären, dass in einem Gesteinsteig zuerst derjenige Gemengtheil auskrystallisirt, welcher in einem eingetauchten Gesteinsfragment am meisten vorkommt, und dass die übrigen Feldspathgemengtheile, nachdem in dem Magma die Mutterlauge der zuerst auskrystallisirten verbraucht war, gemäss ihrer Schmelzbarkeit auskrystallisirten. [1])

Eine solche Annahme ist vielleicht auch anwendbar bei der Erklärung des Vorkommens von Kangasniemi. Denn wie wir gesehen haben, ist der Hauptgemengtheil des Einschlusses wie auch in der diesen umgebenden Feldspathzone ein Plagioklas. Nun alterniren aber

---

[1]) *K. von Chroustschoff* l. c. S. 35. »Der granitische Kern stellt daher den letzten Rest eines vom Granit grösstentheils resorbirten Einschlusses von biotitgneissartiger Natur dar. Es bedurfte nur eines Anlasses, damit in dem mit dem Einschlussmaterial übersättigten Granitmagma eine rasche Krystallisation stattfinde; einen solchen gab nun der übriggebliebene, nicht resorbirte Rest. Der Effekt war vollkommen demjenigen analog, welchen man durch Eintragen von Krystallen eines Salzes in dessen übersättigte Lösung hervorbringen kann; enthält die Lösung noch andere Salze, so krystallisirt dennoch zuerst dasjenige aus, dessen Krystalle hineingelegt werden. Um den hauptsächlich aus Orthoklas bestehenden Kern musste sich demnach Anfangs aus dem Magma Orthoklas absetzen; sobald das Magma an Orthoklassubstanz gewissermassen erschöpft war, begannen die isomorphen Plagioklaszonen an zu schiessen. Dies geschah wahrscheinlich nach ihrer Schmelzbarkeit, indem kalkreichere Glieder später, da sie länger flüssig zu bleiben vermochten, ausgeschieden wurden . . .»

in den Kugeln die verschiedenen Zonen immer in gleicher Weise mit einander. Die Volumina der Zonen können wohl ganz verschieden sein, nicht aber die Anzahl und der Charakter derselben; immer folgt auf die erste grobkörnige Andesinzone eine feinkörnige Plagioklaszone, dann die Mikroklin- und zuletzt wieder eine feinkörnige plagioklasreiche Zone. Eine andere Anordnung wird nie beobachtet. Dies scheint dafür zu sprechen, dass um den Kern vor der Auskrystallisation der verschiedenen Zonen ein flüssiger Hof sich bildete. Wäre dieses nicht der Fall gewesen, sondern hätten sich die Kugeln unter concentrischer Auskrystallisation der Gemengtheile des umschliessenden Gesteinsmagma gebildet, so müsste man ganz verschiedenartig aufgebaute concentrische Gebilde oder höchstens nur eine centrische Struktur, nicht aber concentrisch aufgebaute Kugeln erwarten.

Die Bildung der ganzen Kugel könnte man sich vielleicht dann in folgender Weise denken. Auf mehrere eingeschlossene Fragmente eines fremden Gesteines begann das granitische Magma auflösend zu wirken; hiernach bildete sich, während das Magma in Ruhestand war, um die Einschlüsse ein zähflüssiger Hof, der seiner Zusammensetzung nach eine Mischung rein granitischen Materiales mit den aufgelösten Theilen des Einschlusses darstellt. Je intensiver die Auflösung des Fragmentes war, ein desto grösserer Hof wurde gebildet. Als die auflösende Wirkung ihr Ende erreicht hatte, fand eine Dissociation der gelösten Substanzen statt, die sich nach ihrem verschiedenen Aciditätsgrade concentrisch anordneten, so dass der Kalifeldspath näher zur Peripherie sich ansammelte, die Plagioklassubstanz dem Centrum zu gerückt wurde. Das Dissociationsvermögen war aber nicht genügend, um alle Theile des Hofes zu erreichen, und deswegen blieben dessen meist peripherischen Partien mehr oder weniger unberührt und daher behielt die granitische Modalität hier das Übergewicht. Als die Dissociation mehr oder weniger vollendet war, trat bei einer gewissen Temperaturverminderung Auskrystallisation der Substanzen ein. Zuerst krystallisirte dann die nächst um den Einschluss liegende Andesinzone aus, später die feinkornige Plagioklaszone und so weiter bis zu der Kugelperipherie. Schon bei der Auskrystallisation der Mikroklinzone muss aber die Krystallisationskraft ganz gering gewesen sein, denn, wie wir gesehen haben, ist der Feldspath hier eigenartig von Quarz durchdrungen, was auf eine fast gleichartige Auskrystallisation der beiden Gemengtheile hinweist.

Bei einer solchen Deutung der Kugelbildung würde also die Kugelstruktur besonders durch die Art der Auskrystallisation der Feld-

spathe hervorgebracht sein. Eine derartige Ansicht habe ich schon früher in meinen Beschreibung des Kugelgranites von Wirvik geäussert, und sie scheint durch die Untersuchung dieses Vorkomnisses noch weiter bestätigt worden zu sein.

Die dunklen Gemengtheile, die in verschiedener Menge in den concentrischen Zonen vorkommen, wären also dieser Auffassung nach von untergeordnetem Interesse, indem sie wahrscheinlich keine bedeutendere Rolle beim Aufbau der Kugelstruktur gespielt hätten. Wie die Untersuchung ergeben hat, kommen zwei von einander verschiedene Biotite vor, von welchen der eine in der Andesinzone und dem Einschluss auftritt und der letzteren eigentlich zugehört, während der andere, der hauptsächlich in den äusseren concentrischen Zonen gefunden wird, zu den eigentlichen Gemengtheilen der feinkörnigen Zonen gehört.. Der letztere bedingt gewissermassen die concentrische Struktur. Weil er aber immer gut idiomorph ist, wäre es nicht gut möglich, dass die Glimmerblättchen in successiver Folge mit den Plagioklasstäbchen auskrystallisirten, denn dann wäre wohl Allotriomorphismus bei dem Biotit wenigstens zu einem Theil zu erwarten. Wahrscheinlicher ist es deswegen, dass die concentrische Anordnung und die tangentiale Stellung der Glimmertäfelchen eine rein physikalische Ursache [1]) hat, dass sie während der Krystallisation des Feldspaths zum Centrum hingezogen und in tangentiale Stellung gebracht wurden. Eine solche Annahme wird dadurch gestützt, dass der Glimmer, wie Becke [2]) hervorhebt, *immer mit den Randflächen, nie mit der Tafelseite sich an eine feste Unterlage ansetzt.* Ein schönes Beispiel hierfür finden wir in der Beschreibung W. Ramsays [3]) über einen endogenen Contact des Nephelinsyenites auf der Halbinsel Kola. Der Nephelinsyenit, der über einem Hypersthencordieritfels südlich von Jimjegoruaj liegt, ist nämlich am Contacte von bis zu 1 Centimeter breiten und 1—2 Centimeter dicken Biotittafeln erfüllt, die alle *senkrecht* auf der Grenzfläche stehen. In diesem Falle sehr aufklärend sind auch die Contacterscheinungen, die Becke (l. c.) in seinen Studien des Tonalites der Riesenferner in Tyrol beschreibt. In einem aplitartigen Gesteine kommen hier Einschlüsse des Kerntonalites vor. Rings um einen solchen beobachtet man eine

---

1) *Benj. Frosterus.* Ueber eine neues Vorkomnis von Kugelgranit unfern Wirwik. l. c. S. 209.

2) *F. Becke.* Tscherm. min. u. petr. Mitth. Bd. 13. S. 407—411.

3) *W. Ramsay.* Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia 11. S. 214.

Struktur, die, wie es mir scheint; sehr an diejenigen einer Kugelbildung erinnern muss. Das scharf begrenzte Bruchstück ist nämlich von einer bis 2 Centimeter mächtigen fast glimmerfreien Zone umgeben, hierauf folgt eine schmale glimmerreiche Hülle und zuletzt das normale aplitische Gemenge. Um diese Struktur näher zu erklären, sagt Prof. Becke u. A: »Es ist nun zunächst klar, dass der Einschluss als Krystallisationscentrum wirkte und sich aus dem Magma die aufeinanderfolgenden Ausscheidungen schichtenweise übereinander absetzen. Die äussere glimmerreiche Lage kann jedoch diese Entstehung nicht haben; man kennt sehr gut die Stellung, in welcher Glimmer sich an fester Unterlage ansetzen; dies erfolgt immer mit den Randflächen, niemals mit der Tafelfläche. Diese Stellung haben auch die schmalen Glimmertafeln, die in der strahligen Pegmatitzone eingewachsen sind. Dagegen entspricht die Stellung der Tafeln in der glimmerreichen Aussenzone ganz gut der Vorstellung, dass sie durch die fortwachsenden Pegmatitstrahlen zusammengeschoben wurden.» Bei Besprechung der Ausscheidungsfolge der Gemengtheile des Randgranitit sagt er weiter: »Es ist inbesondere hervorzuheben, dass sich keinerlei Beweise auffinden lassen für das höhere Alter der grossen Mikroklinindividuen, die in diesem Gestein häufig auftreten. Im Gegentheil scheinen die Biotittafeln, die bisweilen die Mikroklinkörner in tangentialer Stellung rings umgeben, in ähnlicher Weise im festen Zustand von dem wachsenden Mikroklinkorn zur Seite geschoben zu sein, wie wir dies oben für die Glimmerlage am Contact des aplitartigen Granites mit Tonalit annehmen mussten.»

Diese von Becke geschilderten Struktureigenthümlichkeiten, die gewissermassen durch die Anordnung des Biotits bedingt werden, sollten also auch seiner Auffassung nach durch die Auskrystallisation der Feldspathe hervorgebracht sein.

In der Bildung der Kugeln bei dem Vorkomniss von Kangasniemi, um zu diesem zurückzukehren, könnte man also diesen Betrachtungen nach mehrere Momente unterscheiden:

1) Resorption oder Auflösung eines Gesteinseinschlusses in einem flüssigen granitischen Magma.

2) Bildung eines mit Einschlussmaterial gesättigten granitischen Hofes um den Einschluss.

3) Diffusion der gelösten Substanzen des Hofes, so dass diese nach zunehmender Acidität in verschiedene Zonen zertheilt wurden.

4) Auskrystallisation der Gemengtheile in der Zone vom Centrum nach der Peripherie zu.

5) Erstarrung des granitischen Magmas.

Wenn nun der Hof um dem Gesteinseinschluss ein Gemisch von gelösten Einschlusstheilen und des umgebenden granitischen Magmas darstellen sollte, wäre es zu erwarten, dass die chemische Zusammensetzung der sämtlichen concentrischen Zonen eine Mittelstellung zwischen der Zusammensetzung des Einschlusses und des Granites einnähme. Um zu wissen, wie weit dieses der Fall gewesen ist, habe ich versucht auszurechnen einerseits die Zusammensetzung eines Gesteines, welches entstehen würde, wenn der Einschluss in einer Kugel mit der in Analyse I gegebenen Zusammensetzung vollständig durch den umgebenden Granit, dessen Zusammensetzung Analyse VI darstellt, aufgelöst wäre, anderseits die Zusammensetzung aller um den Einschluss liegenden Theile einer Kugel, indem ich die Volumenverhältnisse der concentrischen Zonen berechnet und dann das in dieser Weise erhaltene arithmetische Mittel genommen habe. Für letzgenannten Zweck sind die Volumina der concentrischen Theile in drei von einander möglichst differenten Kugeln berechnet. In jedem Fall wurde fast die gleiche chemische Zusammensetzung für die vereinigten concentrischen Theile erhalten.

	I Berechnetes Mittel des Kugelkernes und des Granites.	II Berechnetes Mittel der um den Einschluss liegenden Theile einer Kugel.
$Si\,O_2$	67,64	72,77
$Al_2\,O_3$	12,49	13,69
$Fe_2\,O_3 + Fe\,O$	5,87	1,55
$Mg\,O$	0,77	0,29
$Ca\,O$	3,37	3,47
$K_2\,O$	4,45	4,21
$Na_2\,O$	3,84	2,75
Glüh. Verl.	0,57	0,41
Summa	99,05	98,94.

Die Analyse II ist bei derselben Kugel berechnet, von welcher das Analysenmaterial genommen ist und deren concentrische Theile, von innen nach aussen genommen, im Verhältniss 1 : 1,5 : 2,5 : 2, stehen.

Wie aus diesen Zahlen ersichtlich ist, unterscheidet die in II berechnete Analyse sich scharf von der i I gegebenen. Der $Si\ O_2$-Gehalt ist höher, $Fe_2\ O_3 + Fe\ O$ bedeutend kleiner, ebenso $Mg\ O$, während $K_2\ O$ in fast gleicher Menge vorhanden ist. Das Verhältniss $K_2\ O : Na_2\ O$ schliesslisch ist i II etwas grösser als in I. Mit anderen Worten, die Analyse I entspricht der Zusammensetzung eines plagioklas- und biotitreichen Granites, während Analyse II eine solche eines orthoklasreichen biotitarmen Granites darstellt. Dieses wird noch deutlicher, wenn wir aus diesen Analysen die mineralogische Zusammensetzung berechnen. Bei der Berechnung ist, wie vorher, angenommen, dass alles $Na_2\ O$ und $Ca\ O$ zum Plagioklas verbraucht wird, und dass im Biotit $Fe_2\ O_3 + Fe\ O$ zu $K_2\ O$ wie 2 : 1 steht.

I			II		
Ab 32,91 An 16,48	$Ab_2\ An_1$ . .	49,39 %	Ab 19,27 An 17,27	$Ab_1\ An_1$ . .	36,54
	Kalifeldspath .	9,00		Kalifeldspath .	20,67
	Biotit . . .	15,43		Biotit . . .	4,13
	Quarz . . .	25,57		Quarz . . .	38,35
	Summa . . .	99,39		Summa . . .	99,69

Berechnete Zusammensetzung des Muttergesteines. (Siehe S. 23).

Ab 23,87 An 11,62	$Ab_2\ An_1$ . . .	35,49
	Kalifeldspath . .	16,88
	Biotit	12,27
	Quarz	32,53
	Summa	97,17.

Diese Zahlen, die natürlicherweise vollständig approximativ sind, ergeben also, dass in den concentrischen Zonen mehr als doppelt so viel Kalifeldspath und c. 1,5 mal mehr Quarz vorkommt als in dem berechneten Mischgestein, dass also die concentrischen Zonen bedeutend acider sind als dieses. Viel grössere Ähnlichkeit finden wir zwischen der aus den concentrischen Zonen berechneten mineralogischen Zusammensetzung und jener des Muttergesteines. Der grösste Unterschied liegt hier in dem Gehalt an Biotit, welcher in den concentrischen Zonen beteudend kleiner ist als im Muttergestein, ebensowie in dem Gehalt an dem Silikat $Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8$. Dieser ist nämlich 1,5 mal grösser in den concentrischen Zonen als in dem Granit. Das spricht also dafür, dass hauptsächlich *nur ein Theil des Plagioklases* des Einschlusses einer

Kugel von dem umgebenden granitischen Material aufgelöst und mit demselben vermischt worden ist.

Eine ganz verschiedene Erklärung der Kugelbildungen ist neulich von Dr. Bäckström [1]) in Stockholm gegeben worden. Weil er sich direct gegen die von mir gegebene Deutung des Kugelgranites von Wirvik ausgesprochen hat, sei es mir gestattet, in diesem Zusammenhange hierüber einige Worte zu äussern.

In einigen concentrisch aufgebauten Kugeln eines Amphibolgranites von *Kortfors*, die Bäckström beschreibt, sind die Gemengtheile vom Centrum nach der Peripherie zu nach *abnehmender* Acidität angeordnet. Das Centrum einer Kugel wird von einem Gemenge von Oligoklas, Mikroklin, Quarz und untergeordneter Biotit und Hornblende gebildet [2]); dann folgt hauptsächlich Oligoklas, Hornblende, Magnetit und etwas Quarz; weiter nach der Peripherie zu nimmt die Menge der Hornblende und des Biotit zu, während zuletzt in der äussersten Zone der Magnetit vorherrscht. Diese Anordnung der Gemengtheile könnte man nun nach Bäckström nicht im Einklang mit der Auffassung, dass die Kugeln concretionären Bildungen entsprächen, bringen. Eine andere Deutung müsste aufgefunden werden, und diese wäre, dass die Krystallisation einer Kugel von Aussen nach dem Centrum hin vorsichging. Dieser Auffassung nach wäre also den Kugeln des Granites von Kortfors eine Bildung zuzuschreiben, die den Gegensatz einer Concretion darstellt, d. h. die Kugeln wären *secretionärer* Natur. Um diese Hypothese zu verdeutlichen, denkt sich Bäckström die Kugeln so entstanden, dass aus einem granitischen Magma grosse basische »Magmatropfen» ausgeschieden wurden, in deren Innerem kein besonders fixirer Punkt vorhanden war, während es aber einen äusseren Rand gab, wo die Krystallisation beginnen konnte. Hierdurch giebt er zu, könnte man jedoch nicht alle Kugelvorkommen erklären. Unter diese Kategorie fallen aber u. A. die Kugelgesteine von Slättmossa, Fonni und Wirvik. Gleichzeitig wie ich in dieser Frage auf die

---

[1]) *H. Bäckström:* Tvänne nyupptäckta svenska klotgraniter. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 16. S. 107—130.

[2]) Bäckström beschreibt den Kern, als wäre er immer von einem solchen granitischen Aggregat zusammengesetzt. In einigen Handstücken dieses Vorkommens, die mir zu Verfügung gestanden haben, habe ich jedoch Kugeln beobachtet, wo das Centrum von einem fast einheitlichen Oligoklasindividuum aufgebaut ist.

vorzüglichen Beschreibungen in der oft citirten Arbeit von v. Chroustschoff verweise, möchte ich nur fragen: wie könnte man im Einklang mit der Bäckströmschen Hypothese die Thatsache erklären, dass die Kugelstruktur in dem Granit von Wirvik, wie ich ausführlich in meiner Beschreibung jenes Gesteines hervorgehoben habe, in einer Art porphyrische Struktur übergeht; oder wie soll man diejenigen Kugeln von Fonni als secretionäre Bildungen deuten, wo der Kugelkern aus einem einheitlichen Feldspath besteht? Das letztere dürfte Herrn Bäckström von der vorzüglichen Sammlung sardinischer Kugelhandstücke, die ihm zur Verfügung gestanden hat, wohl gut bekannt sein. Meiner Auffassung nach sind diese Thatsachen gerade unumstössliche Beweise für die concretionäre Natur dieser Kugeln. Wenn wir also in einigen Kugelgesteinen Verhältnisse beobachten, die gegen die in den Gesteinen gewöhnlich vorkommende Auskrystallisation der Gemengtheile sprechen, muss eine natürlichere Erklärung aufgefunden werden als diese »Tropfentheorie», nach welcher, wie es mir scheint, Herr Bäckström greift, um nicht das Vorurtheil, dass die Kugeln basische Ausscheidungen eines granitischen Magmas representiren, aufgeben zu müssen.

In seiner Beschreibung erwähnt Bäckström weiter, dass die Struktur darauf deutet, dass die ganze Kugel fast gleichzeitig auskrystallisirte, denn die Gemengtheile, von den accessorischen und theilweise auch Magnetit abgesehen, haben keine selbständige Ausbildung. So fehlt z. B. die selbständige Form der Hornblende und dem Biotit in der zweiten Zone der Kugeln von Kortfors; diese Mineralien sind aber in mehreren Feldern einheitlich orientiert. Das gleiche wäre der Fall in den äussersten Theilen der Kugeln von Fonni. Nun scheinen mir aber gerade diese Thatsachen dafür zu sprechen, dass die dunklen .Gemengtheile (Hornblende und Biotit) früher auskrystallisirten als der Feldspath. Die Ausbildungsformen sind nämlich deutlich solche, die durch magmatische Resorption entstanden sind. Die von Bäckström ausgeführte Mikrophotographie [1]) über das Verhältniss zwischen Biotit und Feldspath in einer Kugel von Fonni giebt z. B. eine sehr gute Illustration eines resorbirten Biotites. Ähnliche Ausbildungen dunkler Gemengtheile in ganz aciden Gesteinen könnte ich in Legio erwähnen von unseren jüngeren Graniten, inbesondere den Rapakivigesteinen, an Stellen wo diese mehr oder weniger aufgelöste Einschlüsse führen. Der Mangel an selbständiger Form ist hier aber nachweislich die Folge von Resorption der genannten Gemengtheile. Die Resultate meiner Untersuchungen

---

[1]) l. c. s. 120.

über diese Erscheinungen sollen in einer besonderen Arbeit dargestellt werden.

Aber auch das Vorhandensein von Anhäufungen rundlicher Magnetitkörnchen deutet auf eine Resorption der dunklen Gemengtheile in den Kugeln von Kortfors hin. Ähnliche Erscheinungen werden fast immer in magmatisch metamorphosirten basischen Einschlüssen beobachtet, indem also der Magnetit in solchen Fällen als eine Art Auslaugungsprodukt betrachtet werden muss.

In den Kugeln von Kortfors spricht also die Struktur dafür, dass eine weitgehende Resorption der dunklen Gemengtheile stattgefunden hat. Es wäre hier sehr instructiv gewesen, wenn wir den Charakter der Hornblende in den Kugeln und dem umschliessenden Granite näher kennten. Man könnte ja hier vielleicht eine Verschiedenheit dieses Minerales erwarten, in gleicher Weise wie z. B. in den Variolen des Amphibolgranites von Rattlesnake Bar in Californien, die an des Vorkommen von Kortfors in vielem zu erinnern scheint, wo v. Chroustschoff[1]) drei verschiedene Amphibole erwähnt, die nach abnehmender Basicität vom Centrum nach der Peripherie zu angeordnet sind.

Aus dem Gesagten ergiebt sich jedoch schon, dass auch das Vorkommen von Kortfors eine Kugelform darstellt, die durch resorbirende Einwirkung eines granitischen Magmas auf einen Einschluss entstanden ist. Ob dieser eine basische Ausscheidung, ein Fragment eines älteren Gesteines oder bloss ein einsprenglingsartig ausgebildeter Theil des granitischen Magmas selbst gewesen ist, das ist für die Sache selbst ziemlich gleichgültig, weil in jedem Falle der Effekt der Metamorphose derselbe ist. Weil man also auch bei diesem Kugelgestein *die concretionäre Natur der Kugeln* einzugestehen nicht umhin kann, muss man sich die eigenartige Anordnung der Gemengtheile dieser Kugeln wahrscheinlich dadurch entstanden denken, dass richtende Einflüsse während der Krystallisation des Feldspathe auf die schon auskrystallisirten dunklen Gemengtheile eingewirkt haben.

Obwohl nun der Kugelgranit von Kangasniemi von allen bekannten Kugelgesteinen am deutlichsten zeigt, wie man sich die Deutung dieser eigenthümlichen Struktur denken muss, ist hierdurch jedoch nicht beantwortet, warum man nicht öfter eine solche Struktur in den Ge-

---

[1]) l. c. s. 58.

steinen beobachtet. Es giebt ja kaum ein eruptives Gestein, das ganz frei von Einschlüssen ist, und doch ist die Kugelstruktur nur sehr selten gefunden worden! Bei näherer Untersuchung solcher Einschlüsse und des Gesteines ringsum diese finden wir aber Struktureigenthümlichkeiten, die gewissermassen mit der Kugelstruktur zusammenhängen. So z. B. scheint eine centrische Anordnung der Gemengtheile in einem an Einschlüssen reichen Gestein eine sehr allgemeine Erscheinung zu sein. Man findet kaum eine Arbeit, welche die Einschlüsse eines Gesteines näher behandelt, in der nicht eine oder mehrere Arten centrischer Struktur erwähnt wären. So beschreibt Dannenberg [1]), um nur ein einziger Beispiel zu nennen, sehr intressante Strukturen, die er um verschiedene Einschlüsse beobachtet hat. Besonders intressant ist hier die centrische Anordnung der Gemengtheile eines Basaltes um Quarzeinschlüsse, wobei man mehrere Zonen unterscheiden kann, die durch Feldspathe ganz verschiedenen Charakters ausgezeichnet sind, indem unmittelbar um den Einschluss ein aciderer Plagioklas (Oligoklas) liegt als in dem Muttergestein, wo ein Labrador auftritt. Das Vorhandensein des Oligoklases erklärt Dannenberg so, dass der Einschluss resorbirt worden ist und dabei den Labrador in einen acideren Plagioklas umgewandelt hat.

Eine andere Erscheinung, die besonders in der Nähe eines Einschlusses beobachtet wird, ist die zonare Struktur der Feldspathe. Chroustschoff erwähnt [2]), dass er in einer Anzahl von 65 Graniten »aller möglichen weit von einander entfernten Localitäten, die sonst keine Spur von zonar struirten Feldspäthen aufweisen», in der Nähe von Einschlüssen prachtvoll zonar aufgebaute Feldspathe beobachtet hat. Dasselbe wird auch durch meine eigenen noch nicht publicirten Untersuchungen über die Contactphänomene an Einschlüssen in unseren insbesondere jüngeren granitischen Gesteinen bestätigt. Auch die weitbekannte zonare Struktur der Rapakivifeldspathe muss wohl zu derselben Erscheinung gerechnet werden. Hier findet man nicht nur eine einzige Oligoklashülle um die grösseren porphyrischen Orthoklase, sondern bis zu zehn verschiedene Oligoklaszonen, die gewöhnlich von einander durch Orthoklas, seltener durch ein granitisches Aggregat getrennt sind. Auch um wirkliche Einschlüsse einer mittelkörnigen Strukturfacies des Rapakivimagmas kann man bisweilen eine Oligo-

---

[1]) *A. Dannenberg*. Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen d. Siebengeb. Tscherm. min. u. petr. Mitth. Bd. 14. H. 1.

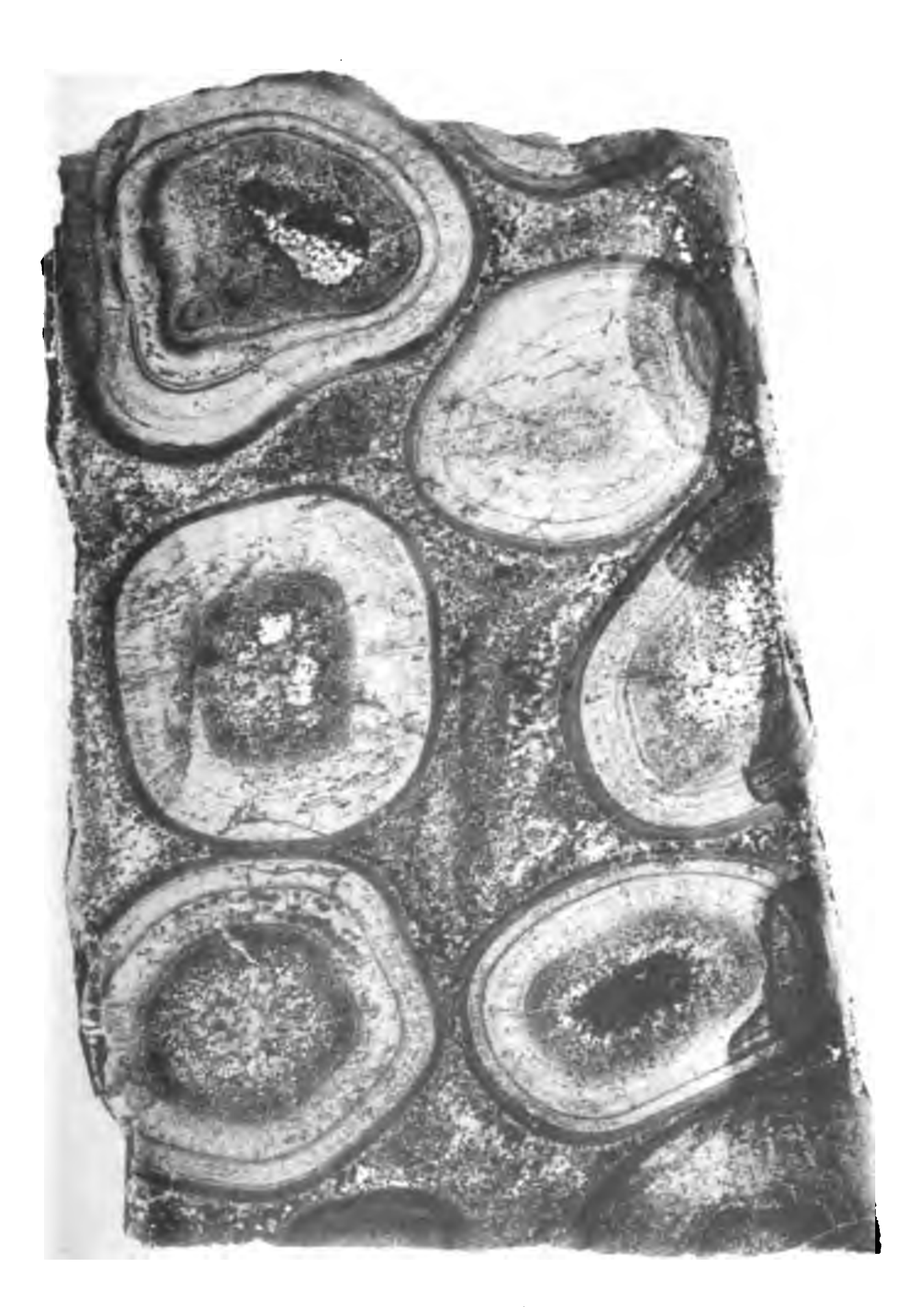
[2]) *K. von Chroustschoff*: Ueber holokryst. makrovariolitische Gesteine l. c. s. 90.

klashülle beobachten. Nun kann man aber nicht annehmen, dass in den Rapakivigesteinen das Vorhandensein fremder Einschlüsse die zonare Struktur hervorgebracht hat, sondern es haben vielmehr die porphyrischen Gemengtheile selbst als Krystallisationscentra fungirt.

Mit Berücksichtigung dieser Thatsachen kommt man dann zu dem Schluss, dass es in mehreren Fällen bei dem ersten Beginne einer Kugelbildung geblieben ist, und dass nur in sehr seltenen Fällen die Verhältnisse solche gewesen sind, dass eine vollständige Ausbildung einer Kugel stattfinden konnte. In seiner grossen Arbeit über holokrystalline Kugelgesteine hat v. Chroustschoff eine Hypothese aufgestellt, die, wie es mir scheint, in einer ganz befriedigenden Weise erklärt, warum die Kugelbildungen so selten vorkommen. Er sagt: »Die Einschlüsse müssen innerhalb des überwiegenden Gesteinsmagmas auf einen möglichst engen Raum zusammengedrängt worden sein, so dass zwischen ihnen verhältnissmässig wenig Magma eingeschlossen blieb. Die abgeschlossenen Magmatheile treten sodann mit den Einschlüssen in Wechselwirkung, es findet Corrosion, Resorbtion, Wiederausscheidung etc. statt, doch es vermag das Magma zwischen derselben viel schwieriger zu circulieren, d. h. von aussen nachzudringen und nach aussen zu diffundiren; in Folge dessen können die mit dem Einschlussmaterial übersättigten Mischzonen viel länger stationär bleiben. Unter solchen Umständen wird eine rasche zu radialstrahliger Struktur führende Krystallisation viel eher eintreten als im homogenen Granit, wo die Krystallisationsbedingungen naturgemäss gleichmässiger vertheilt sein müssen.»

Diese Erklärung setzt also voraus, dass wirkliche Fragmente als Krystallisationscentra gewirkt haben. Nun giebt es aber auch Kugelgesteine, deren innere Theile aus einem mehr oder weniger einheitlichen Feldspathkrystall bestehen, wofür u. A. das Vorkommen von Wirvik ein schönes Beispiel ist. Man könnte dann die Hypotesese Chroustschoffs weiter führen, indem man annimmt, dass in gewissen Fällen auch die grösseren Einsprenglinge als Krystallisationscentra fungirten. Kommt hierzu, dass das Magma an der genannten Stelle an magmatischen Spaltungsprodukten reich wäre, die also gewissermassen mit resorbierten Theilen eines Gesteineinschlusses verglichen werden könnten, so wären wohl die Bedingungen einer Kugelbildung in ganz gleicher Weise erfüllt. Besonders das Vorkommen von Wirvik spricht für die Richtigkeit einer solchen Annahme, denn hier geht die Kugelstruktur in die porphyrartige Ausbildung des umgebenden Granites

allmählig über. Auch der obenerwähnte zonare Bau der Einsprenglinge des Rapakivis könnte vielleicht als Stütze dieser Auffassung dienen. *Die Kugelbildung der Gesteine würde dann nicht bloss als ein zufälliges Curiosum der Strukturen eruptiver Gesteine anzusehen sein, sondern als ein ebenso normales Produkt der Gesteinsverfestigung wie die übrigen Strukturen der cruptiven Gesteine, obwohl äussere Einflüsse zur Folge gehabt haben, dass diese Bildung nur selten zur Vollendung gelangt ist.*



c. 1/4 nat. Grösse.

Fig. 1
1/2 nat. Grösse.

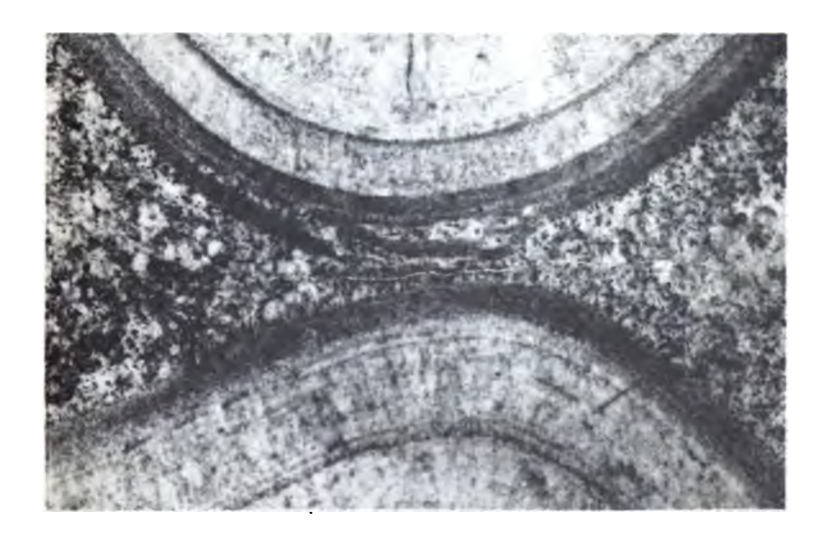


Fig. 2
Nat. Grösse.

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE LA FINLANDE

N:o 5

BIDRAG TILL KÄNNEDOMEN OM

SÖDRA FINLANDS KVARTÄRA NIVÅFÖRÄNDRINGAR

AF

HUGO BERGHELL

AFTRYCK UR FENNIA

HELSINGFORS
MAI, 1896

Terrassbildningar mellan Kottila och Rapamäki i Sakkola

från tiderna för

YOLDIAHAFVETS, ANCYLUSSJÖNS OCH LITORINAHAFVETS MAXIMIUTBREDNING.

(Teckning efter fotografi).

Ljustryck af G. Arvidsson, H:fors.

BIDRAG

TILL KÄNNEDOMEN

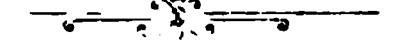
OM

SÖDRA FINLANDS KVARTÄRA NIVÅFÖRÄNDRINGAR.

AF

HUGO BERGHELL,

GEOLOG I GEOLOGISKA KOMMISSIONEN.



HELSINGFORS,

FINSKA LITTERATUR-SÄLLSKAPETS TRYCKERI,

1896.

Bidrag till kännedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar.

Redan år 1839 beskref SOBOLEFFSKI några i Petersburgska guvernementet och socknarna omkring Ladoga högt öfver hafsytan anträffade gamla strandbildningar, hvilka han mycket riktigt ansåg utmärka högre vattenstånd dels hos Finska Viken dels hos Ladogasjön [1]). Sexton år senare publicerades i detta ämne en andra uppsats: „En geologisk företeelse i Karelen", berörande de kvartära nivåförändringarna i Finland och författad af J. H. HOLMBERG [2]). Sedan dess har, mig veterligen, intet arbete, specielt behandlande Finlands nivåförändringar publicerats, innan GERARD DE GEER mot slutet af år 1894 skref sin afhandling „Om kvartära nivåförändringar vid Finska Viken" [3]). Öfriga publikationer i hithörande ämnen äro: „Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland" af WILHELM RAMSAY [4]); „Marina gränser i östra Finland" bestämda af V. HACKMAN [5]); „Några iakttagelser rörande Yoldiahafvets högsta

---

[1]) SOBOLEFFSKI. Геогностическое обозрѣніе старой Финляндіи и описаніе Рускодьскихъ мраморныхъ ломокъ. С. Петербургъ 1839. (Горный Журналъ). ss. 207—221. För öfversättningen står jag i tacksamhetsskuld till grufingeniören OTTO TRÜSTEDT i Pitkäranta.

[2]) Öfversigt af Finska Vetenskaps-Societetens Förhandlingar, III, 1855—1856.

[3]) Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd 16, ss. 639—655.

[4]) Fennia 12, N:o 5.

[5]) Fennia 12, N:o 5; Bihang 1.

strandlinier" af J. J. SEDERHOLM [1]); „Torfmosse öfverlagrad af strandvall väster om Ladoga" af GUNNAR ANDERSSON och HUGO BERGHELL [2])

Mina undersökningar af nivåförändringarna i skilda delar af södra Finland började jag sommaren 1892. Dessa undersökningar hafva fortsatts alla följande somrar och pågå fortfarande, men jag vill i alla fall redan nu skrida till publicerandet af de resultat, till hvilka jag hittills kommit.

Hösten 1893 hade jag den stora förmånen att få besöka några af de viktigaste lokalerna i sällskap med svenske statsgeologen GERARD DE GEER. Den nytta jag hade af samvaran med honom under våra gemensamma resor i södra Finland kan icke skattas nog högt. Mina begrepp om strandbildningsfenomenen utvecklades genom den personliga beröringen med DE GEER eller vunno tillbörlig stadga. Jag anser det därför vara min pligt att här till GERARD DE GEER offentligt frambära en hjärtlig tacksägelse för det jag af honom inhämtat.

Det haf, som mot slutet af den senaste nedisningen inkräktade på landytan i Skandinavien och Finland, var ett *ishaf.* I de ur detta haf afsatta sedimenten och de af det samma uppkastade skalbankarna hafva nämligen flerstädes i Skandinavien anträffats skal af den högnordiska musslan *Yoldia arctica* GRAY. Denna mussla lefver i våra dagar vid Spetsbärgen [3]), Novaja Zemlja [4]) och i andra circumpolära trakter [3]).

STUXBERG anför att vattnets temperatur på ett djup af 5—125 famnar i Murmanska och Karahafven under tiden från 30:de Juni till 4:e September varierar mellan — 0°.4 och — 2°.3 [5]). Af Yoldians förekomst i fossilt tillstånd i vissa af Skandinaviens kvartära aflagringar är man följaktligen berättigad att draga den slutsatsen, att det haf, i hvilket dessa aflagringar afsatts, varit ett *ishaf*

[1]) Fennia 12, N:o 5; Bihang 2.

[2]) Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, Bd 17, ss. 21—34.

[3]) TORELL, OTTO: Spitsbergens molluskfauna, ss. 84, 148.

[4]) STUXBERG, ANTON: Faunan på och kring Novaja Zemlja, ss. 147—148.

[5]) a. a., sid. 11.

med låg temperatur. Torell antager att yttemperaturen hos det hafsvatten, i hvilket *Yoldia arctica* lefver, icke kan vara mycket högre än 0° C.[1]).

Vid Sveriges västkust uppträder *Yoldia arctica* flerstädes fossil. I östra Sverige är den däremot jämförelsevis sällsynt och hittills anträffad endast i Mälardalen, östligast i Stockholmstrakten. I Finland har den alls icke anträffats. Måhända skall den dock framdeles observeras äfven här. Ett sådant fynd, om det en gång göres, bör f. ö. icke väcka någon förvåning. Torell anför nämligen, att „*Yoldia arctica* lefver utanför jöklarna i det från de samma nedförda slammet“ [2]). Och man bör väl kunna antaga, att det i södra Finland funnits riklig tillgång på slamhaltigt vatten utanför den successivt sig tillbaka dragande iskanten, i all synnerhet medan denna, såsom man har all anledning att antaga, en längre tid stod stilla vid tiden för Salpausselkäs bildning.

Yoldians biologiska lifsvilkor äro emellertid, såsom ofvan antyddes, ej blott slamhaltigt vatten, utan äfven och kanske i främsta rummet låg temperatur samt en jämförelsevis hög salthalt hos det hafsvatten, i hvilket den lefver.

Hvad temperaturförhållandena angår, så finnes väl knapt något skäl för antagandet af en afsevärd olikhet i temperaturen i skilda delar af det ishaf, som täckte stora områden af Skandinavien och Finland. Ishafsvattnets salthalt har däremot möjligen varit något lägre i vårt land än i Sverige. Enligt hvad Gerard De Geer meddelat mig i bref måste man dock antaga att Yoldian jämförelsevis bra tålt bräckt vatten i glacierelfvarnas närhet, ehuru den blef vida större i det salta vattnet vid Sveriges västkust. En lägre salthalt synes sålunda endast hafva invärkat hämmande på Yoldians utveckling, icke omöjliggjort dess lif i den baltiska delen af det forna ishafvet. Axel Erdmann tyckes också anse, att en lägre salthalt hos vattnet i „det dåvarande östra hafvet“ endast varit orsak till att den arktiska faunan här „aldrig varit så talrikt representerad, hvarken till qvalitet eller qvantitet, som uti det vestra“ [3]). Att *Yoldia arctica* däremot

[1]) Torell, Otto: Istiden III, sid. 434.

[2]) Torell, Otto: Istiden I, sid. 46.

[3]) Erdmann, A.: Sv. qvart. bildn., sid. 37.

lefvat här anser han vara troligt. Han säger nämligen, på tal om ifrågavarande mussla: „Möjligtvis hysa de utanför kusten på Östersjöns botten befintliga lagren ett större antal deraf och dessutom måhända äfven andra djurformer från samma tid“ [1]).

Det ishaf, i hvilket yoldiaförande sediment aflagrats, har i den geologiska litteraturen gått under flere olika benämningar. Det namn, som, efter DE GEER, oftast kommit till användning är *senglaciala hafvet*. De få motståndarene till åsigten om mer än en nedisning i Skandinavien kalla detta haf helt enkelt *glacialhafvet*. *Yoldiahafvet* är äfven en benämning, som användts af flere författare.

För min del måste jag obetingadt anse det sist anförda namnet vara det bäst valda, emedan terminologien för gamla strandlinjer genom dess införande tydligtvis blefve mera korrekt än hittills varit fallet. Alt sedan DE GEER framträdde med sitt epokgörande arbete „Om Skandinaviens nivåförändringar under qvartärperioden“ har man, då det varit fråga om det „senglaciala hafvets“ högsta gräns vid tiden för dess maximiutbredning, talat om *marina gränsen*, som enligt DE GEERS exempel korteligen betecknats *M. G.* Så länge man icke hade sig bekant att det mellan den senglaciala tiden och Litorinatiden funnits en Ancylustid, då Östersjön var ett insjöbäcken med sött vatten, kunde väl detta gå för sig. Numera däremot, sedan MUNTHE år 1887 publicerat sitt arbete „Om postglaciala aflagringar med Ancylus fluviatilis på Gotland“, knapt mindre viktigt än DE GEERS nyss nämda, och den postglaciala tiden i följd häraf tudelats i en Ancylus- och en Litorinatid, måste man anse det vara på tiden att byta ut beteckningen M. G. mot en lämpligare. Mitt förslag vore därför att man framdeles för Yoldiahafvets högsta strandlinjer skulle använda beteckningen *Y. G.*, för Litorinahafvets *L. G.* och för Ancylussjöns *A. G.*

I öfverensstämmelse med benämningen Yoldiahaf bör man naturligtvis äfven kalla de i detta haf afsatta aflagringarna *Yoldialera* [2]), *-sand*, *-grus* o. s. v., oafsedt om i de samma musslan *Yoldia arctica* anträffats eller icke. MUNTHE föredrager emellertid benämningarna

---

[1]) ERDMANN, A.: Sv. qvart. bildn., sid. 87.

[2]) Denna benämning är införd af Torell. Istiden I, sid. 46.

yngsta ishafslera, yngsta ishafssand, yngsta ishafsgrus o. s. v., emedan *Yoldia arctica* icke blifvit anträffad östligare än i Mälardalen [1]). Att den icke anträffats i den baltiska delen af Yoldiahafvet är emellertid, såsom tidigare framhållits, intet bevis för att den icke lefvat där. För öfrigt borde man väl, om man vill vara konsekvent, icke häller kalla t. ex. en lera aflagrad i Litorinahafvet för *Litorinalera,* så framt den icke innehåller den för litorinaaflagringar så karaktäristiska snäckan *Litorina* eller denna åtminstone anträffats i närheten af den lokal där leran blifvit afsatt; ej häller en „undre grålera" för *Ancyluslera* ifall den icke innehåller *Ancylus fluviatilis.* MUNTHE har emellertid själf i den geologiska litteraturen infört ordet *Ancyluslera* [2]). Häremot kan väl invändas, att en postglacial leras ålder, äfven om den ej innehåller andra fossila lämningar än diatomacéer, oftast kan fastställas endast på grund af en undersökning af dessa, medan däremot diatomacéer hittills icke anträffats i Yoldialera. Detta är visserligen sant. Men äfven en „yngsta ishafslera" eller *Yoldialera* torde i de flesta fall på grund af sin egendomliga struktur lätt kunna skiljas från andra leror. Åtminstone är detta fallet med största delen af Yoldialeran i södra Finland.

Yoldiahafvets maximiutbredning i södra Finland.

I sin uppsats „Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland" har RAMSAY sammanstält en förteckning öfver 58 lokaler, vid hvilka Y. G. bestämts (ss. 18—20). Vid elfva af dessa lokaler hafva bestämningarna utförts af mig. Strandbildningarnas beskaffenhet på dessa ställen jämte några andra, hvilka icke finnas införda i RAMSAYS förteckning, vill jag i det följande beskrifva.

Tiirismaa, Jalkaranta, Messilä.

Strandbildningarna söder om Vesijärvi i Hollola socken höra till de mest storartade man kan få se. RAMSAY, som tidigare besökt dessa trakter, gjorde mig hösten 1892 uppmärksam på, hvilket tack-

---

[1]) MUNTHE, HENR.: Balt. Hafvets Qv. Historia, sid. 81.

[2]) „ „ Die sogenannte „undre grålera", sid. 8.

samt fält för detaljstudier af gamla strandbildningar här förelåg. Med anledning häraf har jag upprepade gånger besökt Tiirismaa, Jalkaranta och Messilä. Vid mitt senaste besök, sommaren 1895, uppgjorde jag den kartskiss, som finnes införd å följande sida.

Såsom underlag för denna karta hafva användts, för södra hälften af den samma topografiska kartor i skalan 1 : 50000, för norra hälften en å landtmäteristyrelsen uppgjord sockenkarta i skalan 1 : 20 000. Alla de vägar, längs hvilka jag vandrade under mina exkursioner, äro utsatta. De fyra sydliga supramarina landpartierna äro inlagda på kartan efter topografkartor; de två nordliga på grund af talrika barometerobservationer [1]).

Kontrasten mellan de landpartier, som täckts af Yoldiahafvet, och de, hvilka såsom öar höjt sig öfver dess yta, är öfveralt inom det område, som omfattas af kartskissen, mycket tydlig.

Den *submarina moränen* är i de flesta fall mycket rensköljd och sandig, ofta ända till ett djup af 4 à 5 *dm* under ytan. De i den samma inbäddade stenarna äro icke sällan klapperaktigt rundade. På en del ställen täckes ytan af små anhopningar dels ren och ofta grusartad dels klapperblandad sand. På andra ställen uppträda hopar af klapperstenar enbart för sig. Talrika exempel på alla dessa bildningar finnas längs gångstigarna mellan Messilä och Jalkaranta.

Den *supramarina* moränen har däremot öfveralt en annan karaktär. Den är alls icke rensköljd och sandig. Bindemedlet är tvärtom alltid stoftigt, mjölartadt. Klapperstenar saknas totalt i ytan. De i moränen inneliggande stenarna, i synnerhet de större, äro emellertid ofta mycket väl rundade. Antagligen hafva de till stor del rullats redan *innan* de vid isens framryckande inbäddades i bottenmoränen. Denna åsigt uttalades af De Geer, då vi tillsammans hösten 1893 besökte Tiirismaa, där stora massor af dessa „rullstenar" vid odling framgräfts och voro hopade i spridda högar.

---

[1]) De barometriska bestämningarna äro alla senaste sommar gjorda med en mycket känslig Naudets fickaneroid N:o 170, tillhörig universitetets fysikaliska kabinett, hvilken professor Lemström godhetsfullt tillåtit mig begagna. Före och efter begagnandet af den samma jämfördes den med en normal kvicksilfverbarometer. Vid beräkning af höjder på grund af de gjorda barometerobservationerna har jag anlitat Petrelius' tabeller (Fennia 8, N:o 16).

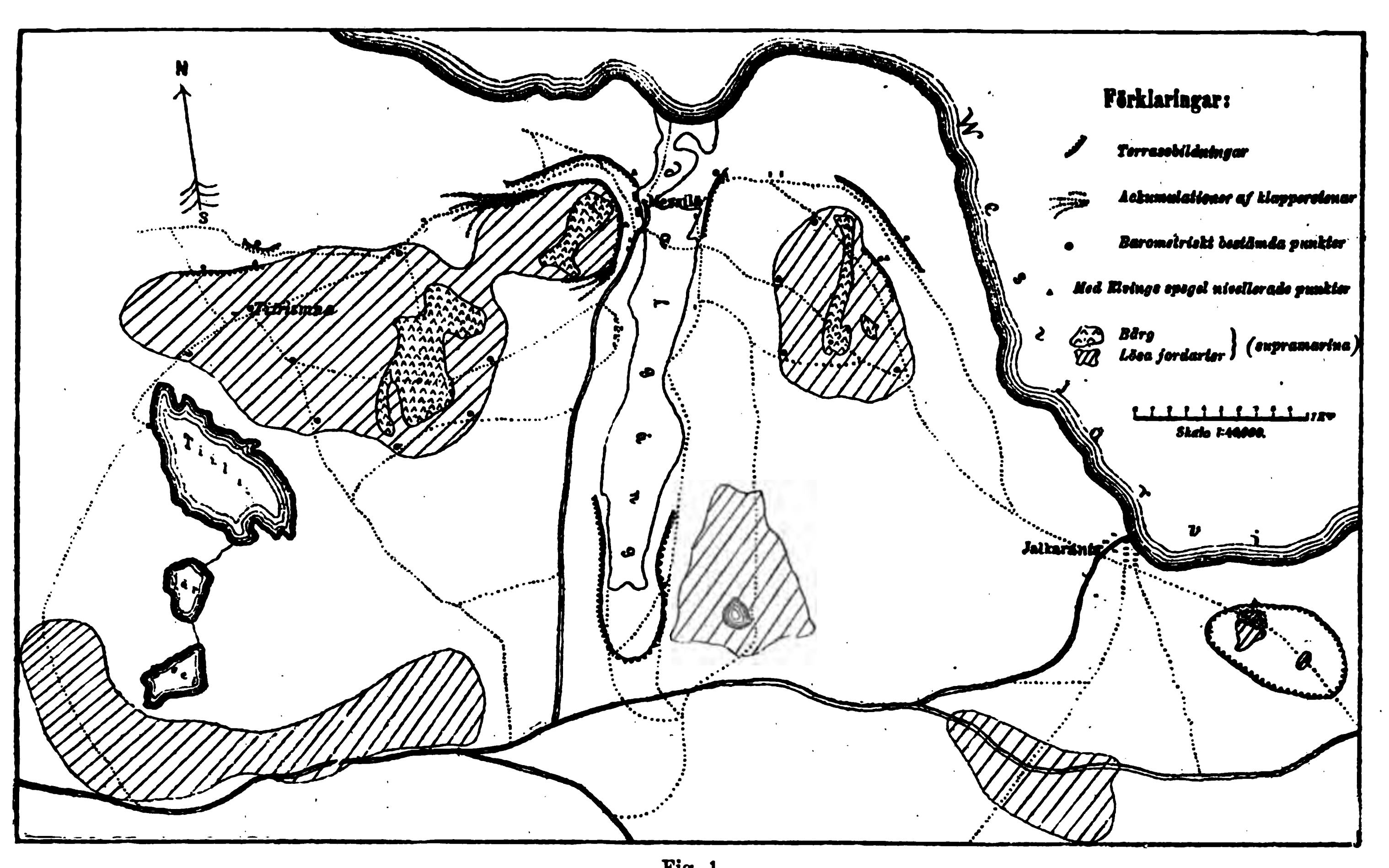


Fig. 1.
Strandbildningar söder om Wesijärvi i Hollola socken.

Det område, som omfattas af kartskissens södra del, genomstrykes af Salpausselkä, i hvilken materialet utgöres af rullstensgrus. I allmänhet är det ganska svårt att skilja supra- och submarina partier af detta grus. Ofta lyckas man dock häri, i det att det grus, som bearbetats af hafssvallet, vanligtvis innehåller klapperstenar, hvilka jämförelsevis lätt skiljas från de fluvioglaciala rullstenarna genom sina *flata former*.

Själfva gränslinjen för Yoldiahafvets högsta nivå är i allmänhet icke skarpt markerad. Bäst utbildad är den norr om Tiirismaa och vid den västligare af de båda supramarina kullarna SO om Jalkaranta.

Tiirismaa. Norr om Tiirismaa utmärkes Yoldiahafvets gräns af en terrassbrant med mycket skarpt inskuren, fullkomligt horisontal fot, hvars höjd öfver hafvet barometriskt bestämts till c. 158 *m*. Nedanför foten utbreder sig en massa väldiga, ofta flere kubikmeter stora stenblock, liggande tätt invid eller ofvanpå hvarandra. Blocken blifva, ju längre österut man kommer, alt större och större samt utbreda sig icke blott nedanför terrassfoten, utan täcka äfven terrassluttningen, hvilken slutligen helt och hållet begrafves under blockmassorna.

Söder om Tiirismaa har jag icke, oaktadt ifrigt sökande, kunnat anträffa några strandlinjer. Sådana torde för öfrigt knappast kunna framletas här. Den i ungefär W—O utsträckta supramarina ön i kartskissens sydvästra hörn har nämligen bildat en naturlig vågbrytare eller barriär. Vattendjupet mellan barriärens västra och östra ändar å ena samt Tiirismaahöjden å andra sidan torde hafva varit mycket obetydligt, på sin höjd ett par, tre meter. Vågsvallets värkan kan därför ej hafva varit stor, om Yoldiahafvet värkligen åtskilt de två nämda supramarina höjderna. Att förhållandet varit sådant, kan dock alls icke anses vara afgjordt. Tvärtom vore det väl en möjlighet, att vid Yoldiahafvets maximiutbredning ett insjöbäcken förefunnits mellan de nämda höjderna, hvilka då skulle varit förenade i W och O. På grund af den supponerade insjöns obetydliga höjd öfver det dåvarande Yoldiahafvet måste man antaga att dess stränder alt emellanåt öfversvallades af detta haf och successivt eroderades, hand i hand med den negativa förskjutningen af strandlinjen. För ett sådant antagande talar den omständigheten, att marken öster om

den supramarina barriären är beströdd med klapperstenar i icke ringa mängd. Däremot saknas sådana, likasom hvarje annat spår af marin invärkan, totalt norr om den samma. För öfrigt må framhållas att trakten söder om Tiirismaa är uppfyld af kärrmarker, tydande på att Tiilijärvet förr utgjort ett enda insjöbäcken.

Jalkaranta. SO om Jalkaranta by förekomma två små kullar, hvilka som öar stuckit upp ur Yoldiahafvet.

På den västligare kullens norra sida kan Y. G. med ganska stor noggrannhet bestämmas. Strandlinjen utgöres här af en skarpt inskuren terrass, hvars fot ligger 3,9 *m* under kullens topp. Toppens höjd är enligt topografkartan 153,76 *m* öfver hafvet. Y. G. blir sålunda här c. 150 *m*. Nedanför terrassens fot utbreder sig en myckenhet klapperstenar; på kullens supramarina del saknas totalt sådana. Dessutom höjer sig på norra sidan, strax nedanom terrassfoten, gördelformigt en 1,8 *m* hög ackumulationsvall af små rullstenar och klapperstenar. Denna vall har antagligen uppkastats vid stark sjögång, sedan terrassen redan utskurits i kullen.

Den östligare Jalkarantakullens topp ligger enligt topografkartan 153,63 *m* öfver den nuvarande hafsytan och har sålunda höjt sig 3 à 4 *m* öfver Yoldiahafvet. Emellertid kan man icke få någon annan uppfattning än den att kullen öfverspolats af hafvet. En mängd frisköljda, ur gruset uppstickande block med klapperstensanhopningar emellan uppträda nämligen ända upp till kullens topp. Detta är för öfrigt lätt förklarligt. I betraktande af den obetydliga höjden och omkretsen af den supramarina delen hos ifrågavarande kulle har den naturligtvis vid minsta storm öfversvallats. Någon terrassbildning har sålunda självfallet icke kunnat uppstå vid Y. G.

Messilä. Terrängen mellan allmänna landsvägen och Messilä är jämförelsevis jämn. Ungefär 0,5 *km* åt norr från landsvägen förekommer dock en liten, c. 5 *m* hög kulle, som i ytan är öfversållad af talrika dels frisköljda dels löst liggande, erratiska block. Yoldiahafvet har stått ett par meter högre än toppen af denna kulle. „Blockhafvet" fortsätter sedan så godt som oafbrutet till närheten af Messilä gårdar. Klapperstenar förekomma här och hvar insvallade mellan blocken. Med ett ord: alt tyder på att Yoldiahafvet svallat fritt öfver det landparti, långsåt hvilket vägen till Messilä är dragen.

Yoldiahafvets högsta nivå vid Messilä utmärkes af en hög och brant terrass. Här och hvar framsticka, ej blott vid terrassfoten, utan äfven några meter ofvan den samma, uppe på själfva terrassbranten [1]) frisköljda hällar af kvartsit. På ytan nedanför terrassfoten förekomma jämförelsevis ymnigt klapperstenar samt en massa dels erratiska dels frisköljda block. De erratiska blocken äro visserligen talrikast representerade nedanför terrassfoten, men förekomma äfven ymnigt uppe på terrassbranten, ja, t. o. m. på terrasskanten, stora som lador och i de mest fantastiska ställningar. Då man vandrar längs vägen från Messilä till Tiirismaa har man rikligt tillfälle att iakttaga dessa storartade blockanhopningar. På en sträcka af ungefär en kilometer ligger hela tiden till vänster, på ett afstånd af ett eller ett par tre tiotal meter från vägen, den fortlöpande terrassbildningen. Denna upphör emellertid härefter helt hastigt. I stället ser man å ömse sidor om vägen några kvast- eller solfjäderformigt anordnade låga vallar af klapperstenar. Alldeles likadana klapperstensvallar finnas äfven ett litet stycke söder om Messilä. Yoldiahafvet har på båda ställena bildat vikformiga inbuktningar (jämför kartskissen, sid. 7). Analoga stenackumulationer, bildade under likartade förhållanden, äro närmare beskrifna af K. G. GILBERT [2]) under benämningen *spits*.

DE GEER nivellerade hösten 1893 Y. G. vid Messilä till „c. 152 *m*“ [3]). Y. G. kan dock icke här noggrant angifvas, såsom DE GEER äfven själf framhållit [4]). DE GEERS siffra torde också vara något för låg. Y. G.-punkternas vid Tiirismaa och den västligare Jalkarantakullens höjder böra däremot vara ganska tillförlitliga, enär hvardera ligger vid foten af en skarpt markerad terrass. I betraktande af att Y. G. vid Tiirismaa ligger c. 158, vid Jalkaranta c. 150 *m* ö. h. (jfr ss. 8 och 9), bör man väl, ifall man med RAMSAY antager att 150 meters isobasen här har ett NNO-ligt förlopp [5]), komma sanningen ganska nära, om man anslår Y. G. vid Messilä till c. 156 *m* ö. h.

---

[1]) Jag har användt samma terminologi, som af DE GEER användes i en not sid. 11 i hans arbete „Om Skandinaviens nivåförändringar under qvartärperioden“.

[2]) GILBERT, K. G.: The topographic features of lake Shores, ss. 91—92.

[3]) DE GEER, GERARD: Kvartära nivåförändingar vid Finska viken, sid. 641.

[4]) a. a., sid. 642.

[5]) RAMSAY, WILHELM: Sengl. hafvets utbredning i södra Finland, kartan.

Maavehmais, Kärkölä. Ungefär 10 *km* WSW om Messilä förekomma i närheten af Maavehmais gamla gästgifveri i Kärkölä socken ett par mycket vackra strandbildningar. Dessa stengärden finnas omnämda redan i beskrifningen till kartbladet Tavastehus af A. F. Tigersedt såsom bildningar, hvilka „icke kunna annat än uppväcka den rekognoserande geologens förvåning“ [1]). Någon tolkning af dessa stengärdens geologiska betydelse lämnas dock icke.



Fig 2.
Rullstensvall, belägen obetydligt lägre än Y. G. c. 1 km SW om Maavehmais i Kärkölä socken.

Tigerstedt uppgifver att de omnämda stengärdena hufvudsakligast förekomma uppe på Salpausselkä och omnämner bland dem särskildt det vid Maavehmais förefintliga. Detta stengärde höjer sig vågformigt på Salpausselkäs östra sluttning, c. 1 *km* SW om den gamla gästgifvaregården, i en serie utmärkt vackra rullstensvallar. Foten af den lägst belägna vallen ligger strax ofvan en lerslätt på c. 128 *m* höjd. Toppens af den öfversta vallen höjd öfver hafsytan

[1]) Tigerstedt, A. F.: Kartbl. 13, F. G. U.; ss. 74—75.

är c. 159 *m*. Rullstenarnas storlek varierar från storleken af en knytnäfve till flere tiotal *dm*³.

De Geer antager att den högst belägna vallen, af hvilken fig. 2 utgör en afbildning, är supramarin. Han säger nämligen: „Denna vall förskref sig dock antagligen icke från stranderosion vid samma nivå, då i dess fortsättning inga erosionsspår kunde upptäckas. Däremot antydde de större och mindre klapperstenarnas anordning, att materialet blifvit uppkastadt vid stark sjögång och af stora vågor



Fig. 3.
Supramarin kulle SW om Maavehmais.

ofvanför den egentliga erosionsnivån“ [1]). Dock är det väl föga sannolikt att flere tiotal *dm*³ stora rullstenar ens vid starkaste sjögång kunnat uppkastas så högt som 5 *m* öfver Yoldiahafvets nivå, hvilken här legat c. 158,7 *m* öfver den nuvarande hafsytan. Jag för min del anser att öfverhufvudtaget endast de mindre rullstenarna, hvilka vanligtvis bekläda vallarnas ytpartier och toppar, *uppkastats* af hafvet. Vallserien anser jag däremot vara bildad på följande sätt.

---

[1]) De Geer, Gerard: Kvartära nivåförändringar vid Finska viken, sid. 643.

Då Yoldiahafvet nått sin maximiutbredning, utskar det i gruset på Salpausselkäs östra sida SW om Maavehmais en terrass. Hand i hand med strandlinjens negativa förskjutning bildades sedermera en successiv följd af terrassbildningar på lägre nivåer. Vid alla dessa terrassers bildning utsköljdes det finare materialet i gruset, och endast rullstenarna blefvo kvar. Genom ett dylikt antagande för vallseriens bildning blir det lätt förklarligt, hvarför rullstenarna höja sig i vågformigt anordnade vallar, utdragna parallelt med Salpausselkäs strykningsförlopp.

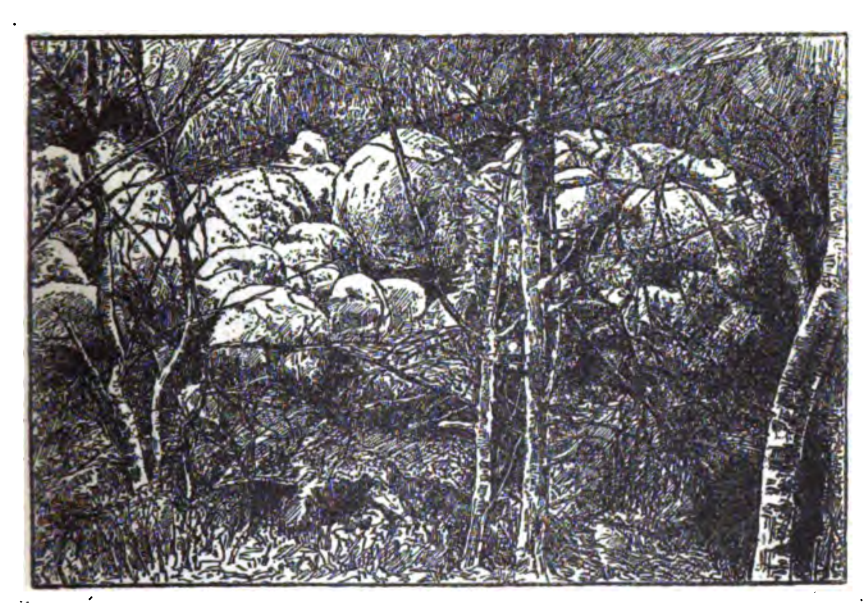


Fig. 4.
Rullstensgördel vid Y. G. SW om Maavehmais.

De supramarina partierna SW om Maavehmais utgöras af fyra helt nära hvarandra liggande kullar, kvilka vid Yoldiahafvets maximiutbredning åtskiljts af helt smala sund. Kullarna ligga alla i en linje, från NO till SW. De båda ytterst belägna hafva haft öfver en kilometers omkrets hvarje. Af de mellersta har den nordliga haft högst 100, den sydligare ett par hundra meters omkrets. Det är nedanför de mellersta kullarna och norra delen af den sydligaste kullen som de ofvan nämda rullstensvallarna höja sig.

Fig. 3 afbildar ett parti af den minsta kullens supramarina del. Vid en jämförelse af figurerna 2 och 3 finner man genast en märkbar skilnad i vegetation ofvanom och nedanom Y. G., så vanlig på supra- och submarina landpartier i allmänhet.

Den minsta kullens sydvästra och södra sidosluttningar kransas på en nivå af 7,5—8,5 *m* under toppen, som ligger 166,7 *m* ö. h., af en vacker rullstensgördel (fig 4). Denna fortsättes på kullens sydöstra sida af en, dock icke särdeles skarpt markerad terrassartad in-



Fig. 5.
Supramarin blockhop N om Maavehmais.

skärning. Foten af denna terrass, hvilken jag anser utmärka Y. G., ligger c. 8 *m* under kullens topp, eller således c. 158,7 *m* ö. h.

Rundt om södra hörnet af den sydligast belägna supramarina kullen förekomma, likasom vid Messilä, solfjäderformigt anordnade klapperstensvallar („spits“), antydande en ackumulation från NO mot SW.

Vid vårt besök å lokalen hösten 1893 nivellerade De Geer på västra sidan af Salpausselkäryggen vid Maavehmais foten af en ter-

rass, som han ansåg utmärka Y. G., till „i medeltal 153,4 *m* ö. h.“ [1]). Om denna terrass säger han: „Nedom denna hade hela massor af stora block blifvit frisköljda, under det ofvan den samma ingen marin inverkan kunde skönjas“. [2]) Emellertid förekomma ända upp till den nivå jag och med mig RAMSAY [3]) anse för Y. G. äfven på västra sidan af den minsta supramarina kullen mycket intensiva spår af marin invärkan. Visserligen observeras icke någon högre belägen



Fig. 6.
Rullstensvall, belägen c. 5 m nedanom Y. G. söder om Pohjoiskorkia på Hogland.

terrass än den af DE GEER nivellerade. Men en massa bredvid och ofvanpå hvarandra oredigt uppstaplade block höja sig ända till c. 159 meters nivå.

Enligt min mening bör redan på grund af det ofvan anförda Y. G. vid Maavehmais anslås till c. 159 *m* ö. h. Detta bestyrkes ytterligare af följande omständighet.

---

[1]) DE GEER, GERARD: Kvartära nivåförändringar vid Finska viken, sid. 643.

[2]) loc. cit.

[3]) RAMSAY, WILHELM: Sengl. hafvets utbredning i södra Finland, sid. 2.

Då man från Maavehmais begifver sig norrut långs den till Hollola ledande allmänna landsvägen, börjar man efter något mera än en kilometers vandring bestiga Salpausselkä. Anländ upp på krönet, ser man Salpausselkä utbreda sig såsom en i det stora hela jämn platå. Öfver denna platås yta höja sig emellertid här och hvar, isynnerhet vid gränsen mellan Kärkölä och Hollola socknar, några mer eller mindre oregelbundna kullar. Foten af alla dessa ligga på



Fig. 7.
„Svallgräns" vid Pohjoiskorkia på Hogland.

ungefär samma nivå, 159 à 160 *m* ö. h. Det är uppenbart att Yoldiahafvet utjämnat terrängen just till denna nivå.

Den sydligast belägna af dessa supramarina kullar ligger c. 1,5 *km* norr om det gamla gästgifveriet, alldeles invid landsvägen, på dess västra sida. Denna kulle är öfversållad med massor af block, hvilkas förekomst ofvan Y. G. möjligen kan anses bero på isgång om våren. Fig. 5 utgör en afbildning af denna supramarina blockhop.

Särkjärvi, Kalvola. Y. G. markeras här af en ganska skarp abrasionsterrass, inskuren på norra sidan af en morängruskulle, be-

lägen c. 1,5 *km* NW om sjön Kanajärvis västra hörn. Nedanför terrassens fot, hvars höjd med Elvings spegel nivellerades till 157 *m* ö. h., förekomma ganska ymnigt dels frisköljda dels erratiska block.

Hogland. På Hogland finnas talrika gamla strandbildningar ända nedifrån den nuvarande hafsytan upp till en höjd af c. 87 *m* ö. h. Till allra största del utgöras de af rullstenshopar, hvilka isynnerhet anträffas inklämda i gamla klyftor i bärggrunden.



Fig. 8.
Kvartsporfyrhäll, uppstickande ur rullstensvall söder om Pohjoiskorkia.

Moränen är öfver alt nedanom Y. G. mycket rensvallad med talrika frisköljda block och klapperstenar i ytan. Ofvanom Y. G., där moränen emellertid uppträder jämförelsevis sparsamt, visar den sig vara fullkomligt opåvärkad af det forna hafssvallet.

Den högst belägna rullstensvallen sträcker sig från Pohjoiskorkias södra sida en sträcka af c. 200 meter i ungefär sydlig riktning till ett bärg i söder. Fig. 6 afbildar vallen i dess längdriktning, sedd från dess norra ända. Bredden af denna vall varierar från c. 20 till

c. 50 meter. E. HOFMANN har barometriskt bestämt dess höjd till 248 fot eller c. 74 *m* ö. h.[1]) Jag nivellerade i slutet af Maj 1893 högsta delen af vallen till c. 81,7 *m* ö. h. med Elvings spegel och graderad stång. Emellertid torde nog Y. G. ligga något högre. Inklämd mellan genom förklyftning uppkomna, framskjutande bärgväggar i Pohjoiskorkias södra sida förekommer nämligen en rullstenshop, afbildad i fig. 7, hvars högst belägna, innersta del ligger c. 87,3 *m* ö. h. Att stenarna här rullats genom invärkan af hafssvall är påtagligt. Yoldiahafvet har dock sannolikt icke stått så högt som 87,3 *m* ö. h. Till denna nivå har endast hafvets rensvallande värkan nått på detta ställe. Nivån c. 87,3 *m* ö. h. utmärker m. a. o. hvad DE GEER kallar en „svallgräns", hvilken alltid ligger något högre än den „marina gränsen". Y. G. torde däremot icke ligga högre än på sin höjd 86 *m* ö. h.

Vid anblicken af den kolossala mängden af rullstenar, ofta af flere tiotal *dm*³:s volym (jfr figg. 6 & 8), i rullstensvallarna på Hogland tränger sig ovilkorligt på åskådaren den frågan: hvarifrån kan materialet till alla dessa stenhopar härstamma? Svaret härpå bör sannolikt blifva: stenarna utgöra delvis, ehuru i underordnad mängd, rester af en moränaflagring; dels, och hufvudsakligen, är materialet till de samma lössprängdt ur omgifvande bärggrund. För detta senare antagande talar den omständigheten att rullstenarna till sin petrografiska beskaffenhet öfverensstämma med den omgifvande och underliggande bärggrunden. Där denna t. ex. utgöres af gneis, där bestå äfven rullstenarna till öfvervägande del af gneis; där bärggrunden är kvartsporfyr, där äro äfven de flesta rullstenar kvartsporfyr o. s. v.

Rullstensmassornas mäktighet i vertikal riktning har icke kunnat bestämmas. På ett och annat ställe höja sig ofvanom rullstenarna hällar af underliggande bärggrund (fig. 8), en omständighet, som möjligen talar för att mäktigheten icke kan vara synnerligen stor.

---

[1]) HOFMANN. ERNST: Geognostische Beobachtungen, sid. 30.

Karelska näset.

I trakterna mellan Finska viken och Ladoga eller på *karelska näset*, där jag de senast förflutna tre somrarna haft mitt arbetsfält, hafva de flesta bestämningarna af Y. G. utförts. På den bifogade kartan öfver sydöstra Finland äro alla de lokaler införda, där Y. G. blifvit faststäld. Bestämningarna vid Neuvola och Langila äro gjorda af DE GEER hösten 1893 [1]), alla de öfriga af mig.

Tarkkala. Y. G. är mycket vackert utbildad vid Tarkkala på västra sidan af en hög morängruskulle. Foten af en i medeltal 2 *m* hög, skarpt inskuren terrass, mot hvilken en mängd frisköljda block och rullstenar uppstaplats, utmärker här gränslinjen för Yoldiahafvets maximiutbredning. Dess höjd nivellerades med Elvings spegel och graderad stång till c. 81,5 *m* ö. h. Emellertid observeras ända upp till c. 90 meters nivå längs kullens hela sydvästra sluttning talrika ur moränen uppstickande frisköljda block, hvilka ådagalägga att hafssvallet ännu 7 à 8 *m* ofvanom Y. G. utöfvat sin rensköljande invärkan på moränen. Högre än 90 *m* ö. h. finnes däremot intet spår af marin invärkan.

Att svallgränsen vid Tarkkala ligger så högt som 7 à 8 *m* ofvanom Y. G. har sin förklaring i de topografiska förhållandena. Moränkullens sydvästra sluttning är tämligen brant, hvarför man måste antaga att vattendjupet nedanför kullen vid Yoldiahafvets maximiutbredning varit tämligen stort. I följd häraf måste hafsbränningarna vid stormar hafva brutit sig mot kullen med stor kraft. Ett par kittelformade fördjupningar i kullens omedelbara närhet torde äfven hafva bildats genom hvirfvelformigt hafssvall i bränningarna.

Pöhkösenmäki. Gårdarna i Pöhkösenmäki by ligga på en supramarin morängruskulle. På dennas norra sida är, väster om landsvägen, inskuren en visserligen låg, men dock ganska tydlig terrass. Foten af denna terrass, utmärkande Y. G., nivellerades till c. 79,8

---

[1]) DE GEER, GERARD: Kvartära nivåförändringar vid Finska viken, tabellen sid. 641.

SEDERHOLM, J. J.: Kartbladen N:o 80 & 81, F. G. U., ss. 11—12.

m ö. h. I jordytan nedanför terrassfoten ligga glest inströdda frisköljda block.

Wihmala. Jordarten i omgifningen af Wihmala är en sandaflagring, som till c. 78 *m* höjd ö. h. utbreder sig i jämna fält, men på högre nivå antager en småkuperad konfiguration. Y. G. är här en „slättgräns" på en höjd af c. 78 *m* ö. h.[1]).

Mesterjärvi. Å den vid Mesterjärvi befintliga morängruskullen[2]) är det jämförelsevis svårt att fastställa Y. G. Kullens dossering är för flack, för att någon terrass skulle kunnat utbildas. Någon olikhet i moränens beskaffenhet ofvan- och nedanom den antagna Y. G. kan icke häller iakttagas. Likasom öfveralt på karelska näset, förekomma äfven här på alla nivåer öfvergångar mellan sandiga och stoftrika moränpartier.

Vid bestämmandet af Y. G. hafva stenarna i moränens yta vägledt mig. Nedanom den linje jag anser utmärka Yoldiahafvets högsta nivå, vid c. 76 *m* höjd öfver den nuvarande hafsytan, uppsticka ur morängrusets yta en större mängd stenar än ofvanom samma linje. Detta kan, enligt min mening, icke förklaras annorlunda än genom antagandet att moränen upp till 76 meters höjd täckts af Yoldiahafvet. I följd af moränens mycket svaga dossering har antagligen svallgränsen legat tämligen nära Y. G.

Raivola. Vid Raivola by höjer sig en i sydostlig riktning utsträckt, c. 4 *km* lång supramarin morängruskulle. På dennas norra sida kan Y. G. ganska noggrant bestämmas. Den utgör här en slättgräns (jfr här ofvan under Wihmala), i detta fall öfre gränsen af en jämn sandaflagring. Ofvanom denna är i morängruskullens norra sida utskuren en abrasionsterrass, vid hvars fot Y. G. är belägen.

Då man följer den från Raivola åt SO till Puhtala by ledande vägen, har man hela tiden terrassen till höger om vägen. Till en

---

[1]) De Geer har „ung. 6 *km* Ö om Seivistö", hvilket ställe ligger c. 3 *km* W om Wihmala, enligt *topografkarta* bestämt Y. G. till „(c. 55) *m*" ö. h. (jfr. punkt 5 i tabellen å sid. 641 i hans arbete „Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken"). Denna bestämning är dock icke riktig; den terrassfot, hvilken De Geer antagit vara inskuren vid Y. G., ligger i själfva värket vid A. G. (jfr. ss. 32–33).

[2]) Jfr. kartbladet N:o 30, F. G. U.

början är terrassfoten ganska skarpt inskuren, men blir sedan småningom, ju längre åt SO man kommer, tämligen „nedäten“ [1]), samtidigt med att terrassbrantens dossering aftager. Dock kan man längs terrassfoten ganska väl följa en horisontal, om ock icke synnerligen skarpt utpräglad linje, till hvilken Yoldiahafvets yta nått vid tiden för dess maximiutbredning. Upp till denna linje förekomma dels ackumulationsvallar af klapperstenar, dels frisköljda och erratiska block. Dess höjd nivellerades med Elvings spegel och graderad stång till c. 61 *m* ö. h.

På moränkullens södra sida är det svårt att draga upp gränslinjen för Y. G. Dosseringen är här altför flack, för att någon terrass skulle kunnat inskäras. Moränguset företer icke häller någon olikhet i sin beskaffenhet ofvan- och nedanom Y. G.

Rapamäki. Y. G. ligger här vid foten af några morängruskullar, hvilka höja sig öfver en morängrusplatå. Nedanför kullarna uppträda enstaka frisköljda och erratiska block samt, ehuru tämligen sparsamt, strandgrus och -klapper. Gränsen nivellerades med Elvings spegel och graderad stång till c. 70 *m* ö. h.

Röykkylä. Äfven vid Röykkylä är Y. G. utbildad såsom en slättgräns i sandaflagringar. En tydlig terrassbildning af ett par hundra meters längd observerades dock äfven. Dess fot nivellerades med Elvings spegel och graderad stång till c. 65 *m* ö. h.

Pötsönvaara, Sordavala. Pötsönvaara tvärbranta södra sluttning är på en mängd ställen beklädd med väldiga stenhopar, ända från den nedanför liggande lilla sjöns strand upp till c. 117 meters höjd öfver hafvet, vid hvilken nivå Y. G. här ligger. Stenarna bestå uteslutande af samma skifferbärgart, hvaraf Pötsönvaara är sammansatt. De förete i följd af bärgartens starka skiffrighet jämförelsevis föga afrundade former, oaktadt de utgöra gamla strandstenar. Endast i „stenåkerns“ högst belägna delar förekomma enstaka väl rundade stenar af röd granit.

---

[1]) „Nedäten“ kallar DE GEER en terrass, hvars fot, i följd af ras från terrassbranten, är otydlig och icke skarpt kan fixeras.

Ofvanom Y. G. vidtager en stoftrik morän, som saknar hvarje spår af marin invärkan.

Stenhoparna söder om Pötsönvaara antager jag hafva bildats på följande sätt.

Då Yoldiahafvet hade sin maximiutbredning, nådde det upp till „stenåkerns“ topp. I den mån hafvet drog sig tillbaka, bortsköljdes successivt all den jordartsbetäckning, som möjligen förefunnits, och stenar lössprängdes ur bärgväggen genom atmosfäriliernas inflytande.

Terrängen nedanom Y. G. mellan Kirjavalaks och Pötsönvaara erbjuder ganska stora variationer i topografiskt afseende. Till största delen är den väl starkt kuperad, med höga, tvärbranta bärgssluttningar, åtskiljda af djupa dalsänkor. Jämförelsevis jämna partier, ehuru af mindre utsträckning, förekomma dock äfven. Den sparsamt uppträdande lösa jordarten utgöres af morän.

Af stort intresse är det självfallet att studera de olika marina invärkningarna inom en sådan terräng.

På ställen, där moränen haft ett fritt och öppet läge, såsom t. ex. öfveralt på bärgens södra sidosluttningar, är den ofta karaktäriserad af frisköljda block, klapperstenshopar och mindre partier af klapperförande strandgrus och -sand. Där den däremot uppträder i dalsänkor, inklämd mellan bärgväggarna, visar den aldrig i ytan klapperstenar, strandgrus eller strandsand, utan endast här och hvar frisköljda block. Däremot äro bottnarna af dessa ofta tratt- eller kittelformiga fördjupningar icke sällan öfversållade af massor af stora rullstenar, hvilka emellanåt kunna uppnå en volym af flere dm^3. Dessa stenar hafva tydligen anhopats genom hvirfvelformigt vågsvall i hafsbränningarna.

I nedanstående förteckning äro alla de lokaler införda, där Yoldiahafvets maximiutbredning bestämts af mig.

Lokaler.	Höjder öfver hafvet.	Nivellerings-metod.
Tiirismaa i Hollola socken	c. 158 meter	barom.
Messilä i „ „	c. 156 „	Elv. spegel
Jalkaranta i „ „	c. 150 „	D:o
SW om Maavehmais i Kärkölä socken .	c. 158.7 „	D:o
N „ „ „ „ „ .	c. 159 „	D:o
Särkjärvi i Kalvola socken	c. 157 „	D:o
Pohjoiskorkia på Hogland	c. 86 „	D:o
Tarkkala i Nykyrka socken	c. 81.5 „	D:o
Pöhkösenmäki i Nykyrka socken . . .	c. 79.5 „	D:o
Wihmala „ „ „ . . .	c. 78 „	D:o
Mesterjärvi „ „ „ . . .	c. 76 „	D:o
Raivola i Kivinebb socken	c. 61 „	D:o
Rapamäki i Sakkola „	c. 70 „	D:o
Röykkylä „ „ „	c. 65 „	D:o
Pötsönvaara i Sordavala socken	c. 117 „	barom.

Fördelningen mellan land och haf i sydöstra Finland och angränsande delar af Ryssland vid tiden för Yoldiahafvets maximiutbredning framgår af den bifogade kartan öfver dessa områden.

Upp till 61:a breddgraden har jag haft tillgång till topografkartor öfver största delen af området, hvarjämte chefen för topografiska upptagningen af Finland och St. Petersburgska guvernementet, general AXEL BONSDORFF, med förekommande beredvillighet till mitt förfogande stält ett stort antal af ryska topografkåren, för de icke topografiskt kartlagda delarna afvägda höjdpunkter, hvarför denna del af kartan bör kunna göra anspråk på att vara tämligen tillförlitlig.

Det är visserligen sant, att jag i de inom kartan fallande delarna af Ryssland icke gjort några direkta observationer ute i fältet.

Enligt de hittills publicerade topografkartorna öfver detta område förekomma emellertid på en mängd ställen mycket vackra terrassbildningar, hvilka ligga på sådana nivåer att man, med antagande af en olikformig förskjutning af strandlinjen och med kännedom om isobasernas förlopp i sydöstra Finland, nödvändigtvis måste anse dem vara utskurna vid Y. G.

Den norr om 61:a breddgraden fallande delen af kartan har jag utarbetat med tillhjälp af de höjdbestämningar, hvilka under fältarbetenas fortgång värkstälts af rekognosörer vid Finlands Geologiska Undersökning. Dessa höjdbestämningar hafva gjorts genom syftningar med Elvings spegel till någon vattenyta eller annan lokal af känd nivå och äro följaktligen endast approximativa. Den bild af fördelningen mellan land och haf vid tiden för Yoldiahafvets maximiutbredning, som lämnas af den norr om 61:a breddgraden fallande kartdelen, är därför mindre tillförlitlig än den, som erhålles af den öfriga delen. Felaktigheterna torde dock icke framträda altför mycket, då den af mig uppgjorda kartans skala är fyra gånger mindre än skalan för rekognosörernas arbetskartor.

På grund af kartskalans litenhet har jag icke tagit hänsyn till åtskilliga detaljer, hvilka i någon mån skulle hafva kunnat modifiera kartans utseende. Den i W—O utsträckta supramarina ön NO om Jaakimvaara kyrka *kan* t. ex. vid Yoldiahafvets maximiutbredning i själfva värket hafva utgjorts af tvänne hälfter, mellan hvilka ett sund förefunnits, dock alltför smalt för att kunna utsättas på kartan. Nödvändigt är dock icke häller ett sådant antagande, då ju floden mycket väl kan tänkas hafva banat sig väg genom den supramarina ön först i postglacial tid, t. o. m. efter Litorinasänkningens maximum. Hithörande frågor kunna emellertid utredas först genom en noggrann detaljundersökning, hvilken jag dock hittills icke varit i tillfälle att utföra.

Några isobaser för landsänkningen vid tiden för Yoldiahafvets maximiutbredning har jag icke ansett det vara nödigt att införa å kartan. Visserligen kunna med stöd af de af mig bestämda Y. G.-punkterna t. ex. 60 och 70 meters isobaserna ganska noggrant uppdragas. Dessa skulle dock komma att löpa tämligen konformt med 75 meters isobasen å Ramsays karta.

RAMSAY har på sin karta, enligt min tanke fullkomligt riktigt, låtit isobaserna på karelska näset få ett mot NO divergerande förlopp. 70 meters isobasen går rätlinigt genom Neuvola, Langila och Rapamäki Om 60 och 70 meters isobaserna skulle hafva ett parallelt förlopp, borde Y. G. vid Röykkylä ligga c. 61 *m* ö. h. Y. G. har emellertid på detta ställe ett 4 *m* högre värde, hvilket tydligt ådagalägger att isobaserna divergera mot Ladogabäckenet. Detta har därför med största sannolikhet, såsom RAMSAY äfven antager [1]), varit underkastadt en långsammare höjning än närliggande fastland.

De å RAMSAYS karta uppdragna isobaserna hafva på karelska näset öfverhufvudtaget ett ganska sannolikt förlopp. Möjligen svänger sig dock 50 meters isobasen för mycket i östlig riktning. Bristen på fastställda Y. G.-punkter O om Ladoga gör det emellertid omöjligt att för närvarande uppdraga isobaserna med slutgiltig noggrannhet.

Om man jämför RAMSAYS karta med min, med afseende å fördelningen af land och haf vid tiden för Yoldiahafvets maximiutbredning, så finner man genast att på den förra söder om Finska viken, mellan Suvanto och Kexholm samt norr om Ladoga finnes utsatt mindre land, än på den senare. Detta beror därpå att RAMSAYS karta slutredigerades, medan jag ännu var sysselsatt med utarbetandet af min karta, hvilken han följt vid utsättandet af landpartierna i sydöstra Finland.

Frågan, huruvida den baltiska delen af Yoldiahafvet sammanhängt med öfriga delar af detta haf icke blott öfver mellersta Sverige genom det „svenska ishafssundet“ [2]), utan äfven öfver Finland i öster, har länge diskuterats. Redan år 1743 uttalades af ANDERS CELSIUS en förmodan att detta varit fallet. Han yttrar nämligen [3]): „Om man hade sig bekant, här i Sverige, de förnämsta orters högd

[1]) RAMSAY, WILHELM: Sengl. hafvets utbredning i södra Finland, sid. 22.
[2]) MUNTHE, HENR.: Balt. Hafvets Qv. Historia, sid. 100.
[3]) CELSIUS, ANDERS.: Vatnets förminskande, § 10, sid. 48.

öfver hafshorizonten" . . . . „skulle man, kan hända, finna *Botniska viken* fordom gåt närmare till Hvita Hafvet, och att man kunnat gå siöledes genom *Ule-Elf* och *träsk* till Hvita hafvet". År 1859 togs frågan åter till tals af AXEL ERDMANN. I ett bref till VON LEONHARD af d. 20 Januari 1853 yttrar han, på tal om de under sommaren 1859 gjorda fynden af *Yoldia arctica* i Stockholmstraktens märgellera [1]): „ihre Entdeckung im Boden des Mälar-Thales" . . . „macht die aufgestellte Hypothese von einem ehemaligen Zusammenhang zwischen dem *Botnischen Meerbusen* und dem Eismeere zur unbezweifelten Thatsache".

Den som „bestämdast yrkat på antagandet af" ett forntida sammanhang mellan Ishafvet och Östersjön *öfver sjöarna Ladoga och Onega* var, enligt LOVÉN [2]), FORCHHAMMER [3]).

Dock måste man anse alla dittills gjorda antaganden hafva varit mer eller mindre hypotetiska, ända tills LOVÉN den 10 Oktober år 1860 inför Svenska Vetenskapsakademien framlade sitt epokgörande arbete „Om några i Vettern och Venern funna Crustacéer", publiceradt i adertonde årgången (1861) af „Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar", ss. 285—314. Han säger här, sid. 306, att „insjöarna" (Venern ock Vettern) „förete lefvande qvarlefvor, icke gemensamma med det vestra hafvets, och just derigenom antydande ett annat ursprung", äfvensom, sid. 305, att de ännu i Östersjön, Venern och Vettern lefvande arktiska djurformerna „utgöra en återstod af den fauna, som kom med hafvet från öster". Dessa uttalanden, isynnerhet det senare, äro, såsom synes, tämligen kategoriska.

Den af LOVÉN år 1860 meddelade förteckningen [4]) upptager 5 reliktformer af kräftdjur, nämligen: *Mysis oculata* v. *relicta* LOVÉN, *Idothea entomon* (L.), *Pontoporeia affinis* LINDSTRÖM, *Gammarus loricatus* SABINE, *Gammarus cancelloides* GERSTFELDT. Redan år 1862 upptäcktes alla, utom *Idothea entomon*, af A. J. MALMGRÉN i Ladoga och ett par andra ostfinska sjöar. [5]) Sedermera har NORDQVIST på-

---

[1]) ERDMANN, AXEL: Geologische Forschungen, sid. 260.

[2]) LOVÉN, S.: I Vettern och Venern funna Crustacéer, ss. 300—301.

[3]) FORCHHAMMER: Die Bestandtheile des Meereswassers, sid. 23, 26.

[4]) LOVÉN, S.: a. a., ss. 285—287.

[5]) „ „ Ishafsfaunans fordna utsträckning, ss. 465—468.

visat förekomsten af *Mysis relicta* och *Gammarus loricatus* i sjöarna Maaninga, Päijäne, Kallavesi och Pielisjärvi [1]). *Idothea entomon* däremot anträffades i Ladoga först senaste sommar af fiskeriinspektörsadjointen J. ALB. SANDMAN utanför Ylläpää udde i Pyhäjärvi socken [2]).

LOVÉN anför i samband med sin reliktfauna några i mellersta Sverige funna rena *hafsväxter*, hvilka han äfven synes anse vara reliktformer [3]).

Magister HARALD LINDBERG, hvilken de senast förflutna somrarna varit sysselsatt med växtgeografiska studier på karelska näset, har här funnit icke mindre än 10 stycken saltvattensrelikter. Följande af honom uppgjorda tablå öfver dessa former och deras utbredning äfven i andra delar af finska naturhistoriska området meddelas med hans benägna tillstånd.

---

[1]) NORDQVIST, OSC.: Ishafscrustacéer i Finland.
" " Crustacéfaunan i mellersta Finlands sjöar.

[2]) Fiskeritidskrift för Finland, 4:de årg., hft. 9, sid. 151.

[3]) LOVÉN, S.: I Vettern och Venern funna Crustacéer, ss. 311—313.

Fyndorter. \ Arter.	*Elymus arenarius* L.	*Festuca glauca* LAM.	*Juncus balticus* WILLD.	*Rumex maritimus* L.	*Myriophyllum spicatum* L.	*Sagina nodosa* (L.).	*Erysimum hieraciifolia* L.	*Odontites litoralis* FR.	*Matricaria inodora* f. *maritima* (L.)	*Lathyrus maritimus* (L.)
Fjälltrakter.							+			
Ishafskusten.	+					+	+			+
Hvita hafvets kust.	+					+	+			+
Kuusamo.					+	+	+			
Bottniska vikens kust.	+				+	+	+	+	+	+
Finska vikens kust.	+	+			+	+	+	+	+	+
Onega.	+			+	+	+	+			
Svir.						+				
Ladoga (norra delen).	+	+		+	+	+	+		+	+
Ladoga (I K's [2]) kust.	+	+	+		+	+	+		+	+
Suojärvi.					+					
Parikkala.				+						
Äyräpääjärvi.						+				
Yskjärvi [1]).				+						
Wuokseen.						+		+	+	
Suvanto.	+								+	
I K's västra kust.	+	+	+		+	+	+		+	+

[1]) Belägen söder om Muola kyrka.

[2]) I K = Karelska näset (Isthmus Karelicus).

Alla här ofvan uppräknade arter äro rena hafsväxter, hvilka LINDBERG antager vara reliktformer från en tid, då det Baltiska hafvet stått i öppen förbindelse med Ishafvet öfver Ladoga och Onega.

Om topografkartor öfver trakterna mellan Ladoga och Hvita Hafvet funnes tillgängliga, blefve det antagligen ganska lätt att, med kännedom af isobasernas förlopp i Finland, draga upp Yoldiahafvets gamla kustlinjer. Sådana kartor saknas emellertid. Frågan om den förmodade förbindelsen måste därför tillsvidare anses vara oafgjord; men bevis läggas fortfarande till bevis, och länge torde det väl icke dröja, innan den högst sannolika förbindelsen mellan Baltiska Hafvet och Hvita Hafvet öfver sjöarna Ladoga och Onega vid tiden för Yoldiahafvets maximiutbredning blir fullt ådagalagd.

Ancylussjöns maximiutbredning i södra Finland.

Redan år 1770 förfäktade WILCKE i sitt först år 1849 af LOVÉN delvis publicerade arbete „Om Landskrona hamn" den åsigten, att en landförbindelse fordom förefunnits mellan Skåne och Själland [1]). Flere författare hafva efter honom uttalat samma åsigt. Sålunda framhåller t. ex. AXEL ERDMANN år 1868, att en stor del af Skåne vid tiden för Yoldiahafvets maximiutbredning sannolikt varit landfast med danska öarna och norra Tyskland [2]). TORELL uttalar likaledes år 1872 den åsigten att „norra Sjaelland och Skåne varit sammanhängande land under isperioden" [3]). Slutligen tyckes äfven MUNTHE ganska starkt luta åt samma åsigt [4]). Frågan, huruvida denna landförbindelse existerat eller ej, kan emellertid icke ännu anses vara afgjord. I hvarje händelse erfordrades i de periferiska delarna af det under Yoldiatiden sänkta området en i förhållande till den föregående sänkningen relativt stor höjning af landet, innan Ancylussjön blef, så

[1]) WILCKE: Om Landskrona hamn.

[2]) ERDMANN, AXEL: Sv. qvart. bildn., sid. 138.

[3]) TORELL, OTTO: Istiden I, sid. 60.

[4]) MUNTHE, HENR.: Balt. Hafvets Qv. Historia, ss. 92—98 och tillägget sid. 120.

att säga, fullkomligt färdig. Vid Fröjel på Gotland innehöll sålunda det baltiska bäckenet salthaltigt vatten ännu då landhöjningen fortskridit till inemot ²/₃ af sitt belopp [1]. I Östersjöprovinserna (Ösel, Reval o. s. v.), där Y. G. enligt De Geer ligger 60—80 *m* ö. h., ligga de skalförande Ancyluslagren vid omkring 45 % af denna höjd [2]; landhöjningen har här med andra ord fortgått till c. 55 % af sitt belopp, innan dessa skalbäddar aflagrades. Huru stor den landhöjning varit, som i trakterna af det forna „svenska ishafssundet" erfordrats för att afspärra detta sund torde ännu vara oafgjordt. 150 meters isobasernas förlopp å ömse sidor om Vettern och norr om denna sjö antyda dock att landhöjningen här icke varit stor i procent af Y. G. [3]).

Vid mina undersökningar af strandlinjernas förskjutning i södra Finland har jag på några lokaler anträffat strandlinjer, hvilka jag anser vara bildade vid Ancylussjöns gamla stränder vid en tidpunkt, då denna sjös nivå stod högst. En viss regelbundenhet i förhållandet mellan A. G. och Y. G. har härvid konstaterats, i det att A. G., uttryckt i procent af Y. G., konstant tilltager ju längre in mot de centrala delarna af det förut nedsänkta området man kommer.

Redan vid mina undersökningar af strandbildningarna i Hollola socken fäste jag mig särskildt vid att bland de strandlinjer, hvilka förekomma nedanom Y. G., en, vid c. 86 % af Y. G., var särdeles vackert utbildad. På kartskissen öfver strandbildningarna söder om Wesijärvi (sid. 7) har jag särskildt utmärkt denna linje. Den utgöres i trakterna O., S. och W. om Messilä samt N. om Tiirismaa af storartade terassbildningar, hvilka på de flesta ställen äro öfversållade med stora massor af erratiska block, antydande ett längre stillestånd hos det vatten, som utskurit terrasserna, vid tiden för dessas bildning. Rundt kring de ur Yoldiahafvet uppstickande Jalkarantakullarna löper äfven en terrassbildning på lägre nivå än Y. G.-terrassen, ehuru den dock icke är tydligt utbildad.

---

[1]) Andersson, Gunnar: Svenska växtvärldens historia, ss. 33—34.

[2]) De Geer, Gerard: Kvartära nivåförändringar vid Finska viken, ss. 648—649.

[3]) De Geer, Gerard: Qvarternary changes of level in Scandinavia; kartan.

Messilä. Tiirismaa. Vid Messilä och Tiirismaa ligga de lägre terrasserna 22—23 *m* nedanom, eller således vid c. 86 % af Y. G.

Kivikallio. Orimattila. På ett afstånd af ungefär 20 *km* i SSW-lig riktning från Messilä förekommer (se kartbladet Tavastehus) i västligaste delen af Orimattila socken ett bärg af granit, hvars höjd enligt topografkartan är 155.1 *m* ö. h. I det jag antog, att Y. G. här möjligen skulle kunna fastställas, besökte jag senaste sommar detta bärg, hvilket ligger alldeles på gränsen mellan Nylands och Tavastehus län, SO om sjön Ojajärvi. Y. G. kunde jag emellertid icke bestämma, emedan bärgets öfverst belägna del var fullkomligt blottad, utan ringaste spår af gamla strandbildningar. På en höjd af i medeltal 23 *m* under toppen omgifves bärget dock af en rullstensgördel med ända till ett par m^3 stora rullstenar. Nedanom rullstensgördeln utbreder sig en på de flesta ställen tämligen rensvallad morän med ur densamma framstickande talrika frisköljda block.

Toppen af rullstensgördeln på Kivikallio ligger enligt det ofvan anförda på c. 132 meters nivå eller ungefär lika högt som den lägre terrassen vid Messilä. Detta är anmärkningsvärdt, enär RAMSAYS isobas för 150 meter äfven har ett NNO-ligt förlopp [1]).

Att de omnämda lägre strandlinjerna vid Messilä och Kivikallio äro att hänföra till ett och samma skede är självklart.

Under mina arbeten i södra Finland har jag äfven på flere andra ställen än de ofvan anförda fäst mig vid en mellan Y. G. och L. G. liggande strandlinje, som framför andra varit skarpt utpräglad. Jag vill i det följande lämna en kortfattad beskrifning af dessa lokaler.

Hogland. Rullstensvallar höja sig på flere ställen på Hogland ända nedifrån nuvarande hafsyta i fortlöpande serier upp till bestämda nivåer. En del af dessa vallar upphöra vid omkring 38, andra vid c. 61 meters höjd ö. h. Af dessa senare, hvilka antagligen utmärka Ancylussjöns högsta nivå på Hogland, har jag iakttagit och nivellerat tvänne. Den ena ligger c. 1.5 *km* SW om Suurkylä, inklämd mellan bärgen Purjekallio på norra och Suursomerenkallio på södra sidan. Toppen af denna vall är stödd mot Suursomerenkallio. Den

---

[1]) RAMSAY, WILHELM: Sengl. hafvets utbredning i södra Finland; kartan.

andra vallserien höjer sig c. 2 *km* S om Suurkylä mellan bärgen Lipiniemenvuori och Kumpelkallio.

Tarkkala. Elinälä. Inonkylä. Röykkylä. Rapamäki. I närheten af alla dessa på karelska näset liggande orter förekomma terrassbildningar, hvilka ligga på sådana nivåer, att det är högst sannolikt, att de utskurits vid tiden för Ancylussjöns maximiutbredning. Någon utförligare beskrifning af dessa terrasser, hvilka alla lätt återfinnas på tillgängliga topografkartor, är öfverflödig. Hvarje terrassfots höjd öfver hafsytan finnes införd i tablån här nedan, hvilken innehåller en förteckning öfver alla i det föregående omnämda förmodade A. G.-punkter.

Lokaler.	Höjder öfver hafsytan.	A. G. uttryckt i procent af Y. G.
Messilä, Tiirismaa i Hollola socken.	c. 133 à 134 meter	c. 86 %
Kivikallio i Orimattila socken	c. 132 „	c. 86 „ (?)
Hogland	c. 61 „	c. 71 „
Tarkkala i Nykyrka socken	c. 56 „	c. 68 „
Elinälä i „ „	c. 50 „	c. 64 „
Inonkylä i „ „	c. 42 „	c. 42 „
Röykkylä i Sakkola „	c. 40 „	c. 40 „
Rapamäki i „ „	c. 44 „	c. 44 „

För att möjligen kunna säkert afgöra, huruvida de här ofvan uppräknade strandlinjerna värkligen utmärka A. G., har under vinterns lopp undersökts, huruvida lerprof, tagna nedanom dessa strandlinjer och liggande i fullkomligt öppna lägen, innehålla kiselorganismer. Att börja med gåfvo alla slamningar negativt resultat, hvarför jag redan började misströsta om utgången. Men mot slutet af Mars meddelade mig professor P. T. Cleve, hvilken godhetsfullt utfört undersökningarna, att han i ett lerprof, taget vid foten af Elinälä-terrassen, funnit spongienålar, ehuru sparsamt. I ett till honom sändt nytt prof anträffade han i början af April, utom „några få spongienålar ytterst sparsamt fragment af

Melosira arenaria Moore

samt ett starkt anfrätt fragment af

Gomphonema geminatum Ag".

Båda dessa arter äro enligt Cleve färskvattensdiatomacéer. Leran har ett mot Finska Viken fullkomligt öppet läge, hvarför man omöjligt kan tänka sig att här skulle funnits något lokalt sötvattensbäcken, i hvilket lerans afsättning kunnat försiggå. Något tvifvel kan därför icke råda om att man här har att göra med en värklig Ancyluslera.

Profven äro tagna vid terrassens fot från ett djup af c. 8 *dm* under lerans yta. Leran täckes af sand, nedrasad från terrassbranten.

Hittills har man känt endast en Ancyluslera från Finland, den af Nathorst beskrifna Wiborgsleran [1]). Numera känner man, utom denna och Elinäläleran, äfven en tredje, hvilken förekommer på Hogland. I ett lerprof, taget af Ramsay vid Hailiniemi udde på nordvästra sidan af Hogland, har nämligen professor Cleve anträffat följande diatomacéer:

Eunotia praerupta Ehb.
Hantzschia amphioxys Grun.
Pinnularia cardinalis Ehb.
" *isostauron* (Ehrb.) Grun.
" *lata* Bréb.
" *streptoraphe* Cl.
" *viridis* Ehb.

De flesta diatomacéer förekomma i form af fragment; alla „ytterst sparsamt". Arterna tillhöra enligt Cleve färskvattensfloran. Leran, i hvilken de förekomma, ligger enligt Ramsay i närheten af stranden på obetydlig höjd öfver Finska viken. Den är delvis öfverlagrad af strandgrus och -stenar.

---

[1]) Nathorst, A. G.: Växtförande lera från Viborg.

Artblandningen häntyder enligt CLEVE på ett borealt klimat. Lerans aflagring har därför sannolikt skett under ett tidigt skede af Ancylussjöns tillvara.

Sommaren 1891 konstaterade extra geologen ARTHUR PLATHAN genom lodningar utmed Finska Vikens kust i Björkö socken förekomsten af submarina terrasser. Enligt meddelande af TSCHERNYSCHEV åt DE GEER förekomma i Finska viken „flere med küsten parallela, submarina ryggar". DE GEER yttrar, på tal om dessa gamla strandbildningar: „I så fall skulle här föreligga bevis för en höjning, som väl förmodligen motsvarar Ancylushöjningen i Sverige" [1]). Att detta dock icke kan vara förhållandet framgår af det ofvan anförda. Strandlinjer, bildade under Ancylushöjningen, böra naturligtvis ligga mellan Y. G. och A. G. och sålunda vara supramarina. Om de submarina terrasserna kan man tillsvidare ej säga annat, än att de äro utskurna af hafvet vid en tid, då detta stod lägre än nu.

Af de i tabellen sid. 32 uppräknade strandlinjerna kunna åtminstone alla de på karelska näset uppträdande med största säkerhet anses vara bildade vid A. G. För karelska näset kan man följaktligen fastslå såsom regel att A. G., uttryckt i procent af Y. G., tilltager från de periferiska mot de centrala delarna. Hvad de öfriga i denna tabell införda strandlinjerna angår, kan man väl ej om dem yttra sig lika kategoriskt. Dock är det högst sannolikt att också dessa icke blott bildats vid A. G., utan äfven följa nyss anförda regel. Om denna regel befinnes vara allmängiltig, bör antagligen A. G., uttryckt i procent af Y. G., till slut blifva 100; d. v. s. A. G. och Y. G. böra sammanfalla.

På den bifogade kartan öfver sydöstra Finland har jag icke särskildt utmärkt fördelningen mellan land och vatten vid tiden för Ancylussjöns maximiutbredning. Detta beror därpå, att kartan redan var under tryckning, då jag mottog resultatet af professor CLEVES undersökning af Elinäläleran. Naturligtvis hade det icke varit fullt korrekt att på kartan införa den förmodade fördelningen af land och vatten, innan jag säkert visste att de i tabellen sid. 32 införda strandlinjerna värkligen bildats vid A. G.

---

[1]) DE GEER, GERARD: Kvartära nivåförändringar vid Finska viken, sid. 655.

Litorinahafvets maximiutbredning i södra Finland.

År 1856 påvisade FORCHHAMMER den s. k. „Stora Nordsjösänkningen“ och uttalade redan då den åsigten att delar af Skåne deltagit i denna sänkning [1]). I början af sjuttiotalet framlades af ERDMANN och NATHORST talrika bevis för att FORCHHAMMERS åsigt varit riktig, ehuru sänkningen icke, enligt desse författares åsigt, fortfor, såsom man dittills ganska allmänt antagit, utan tvärtom redan hade uppnått sitt maximum och efterträdts af en höjning [2]). Redan FORCHHAMMER uttalade f. ö. den förmodan att Skåne efter den stora Nordsjösänkningen varit underkastadt höjning. Han säger nämligen, på tal härom: „Det maa forekomme usandsynligt, at Skaane skulde lide en Saenkning“ [3]).

År 1882 framstälde DE GEER den åsigten, att den s. k. åkerleran aflagrats under en särskild, *postglacial* landsänkning, men antog då, på grund af de af honom studerade lagringsförhållandena i Ronnebydalen, att denna sänkning icke var den samma som FORCHHAMMERS Nordsjösänkning [4]). Sedermera har han emellertid öfvergifvit denna ståndpunkt och bestämdt uttalat den åsigten att *„endast en postglacial landsänkning* inträffat“ [5]).

Denna senaste postglaciala landsänkning har under årens lopp påvisats på talrika ställen i Skandinavien. I Finland har den konstaterats först under de senast förflutna åren.

I sin uppsats „Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken“ publicerar DE GEER (sid. 650) en tabell öfver „Gränsen för det postglaciala hafvet“ på ömse sidor om Finska viken. I denna tabell finnas införda 11 förmodade L. G.-punkter från karelska näset. Punkternas höjder äro approximativt angifna efter ryska *topografkartor*.

---

[1]) FORCHHAMMER, G.: Den forandrede Vandhöide, ss. 4—11.

[2]) ERDMANN, E.: Skånes nivåförändringar.
NATHORST, A. G.: Om Skånes nivåförändringar.

[3]) a. a., sid. 19.

[4]) DE GEER, GERARD: Postglacial landsänkning i södra och mellersta Sverige.

[5]) „ „ „ Skandinaviens nivåförändringar, sid. 52.

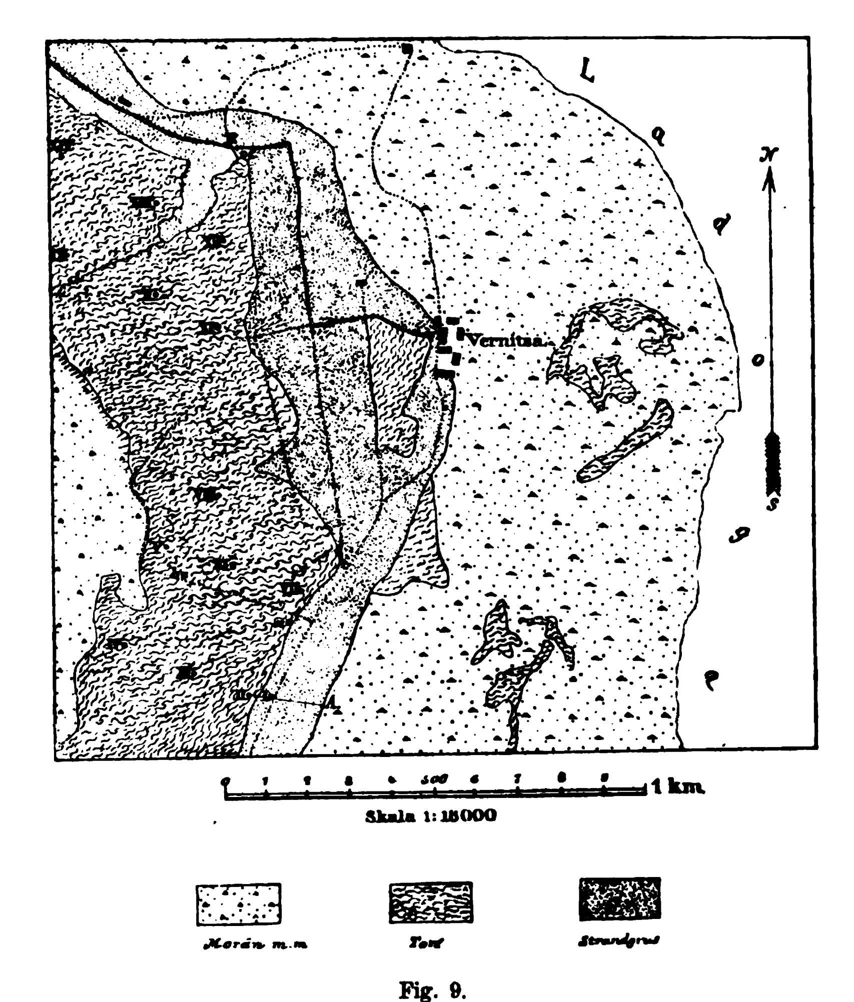


Fig. 9.

Kartskiss öfver trakten kring Vernitsa.

Torfven upphör så nära öster om A, att dess östra gräns ej kunnat särskildt angifvas på kartskissen (jfr fig. 10).

Den först bestämda *fullt säkra gränsen* för Litorinahafvets maximiutbredning i Finland ligger på karelska näset, vid Vernitsa, W om Ladoga. Här har vid Litorinahafvets gamla strand ofvanpå en torfmosse, hvilken Gunnar Andersson anser vara bildad „under Ancylustidens senaste del“ [1]), uppkastats en strandvall af sand, grus

---

[1]) Andersson, Gunnar: Svenska växtvärldens historia, ss. 61–62.

och klapperstenar. Bildningen finnes utförligt beskrifven i „Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar", band 17, ss. 21—34 [1]).

På kartskissen i fig. 9 vinner man en orientering öfver de kring Vernitsa rådande geologiska förhållandena. Fig. 10 visar strandvallen i dess mest typiska form.

I vår uppsats om torfmossen vid Vernitsa uppgifves L. G. till c. 27 *m* ö. h. Talet har genom felräkning, såsom tydligt framgår af sammanhanget sid. 28 i uppsatsen, blifvit angifvet 1 *m* för stort. Men äfven 26 *m* torde vara c. 3 *m* för mycket.

Felet har uppkommit därigenom, att jag till en början antog strandvallens topp ligga ungefär vid L. G. Sedan jag emellertid senaste sommar bestämt L. G. vid tvänne skarpt inskurna abrasionsterrasser i Wuohensalo och Taipale (jfr fig. 15, sid. 45) belägna NW och S om Vernitsa, till resp. c. 24.6 och c. 20.1 meter ö. h., anser jag numera att L. G.-nivån utmärkes icke af strandvallens topp, utan af någon i närheten af trumman belägen horisontallinje på det svagt sluttande plan, som utbreder sig nedanför vallens starkast kuperade del (jfr fig. 10). Vid sådant förhållande bör man naturligtvis icke fästa något afseende vid torfvens sammanprässning, som beräknats till „80 *cm* och mera". L. G. torde därför vid Vernitsa ligga c. 23 *m* ö. h.

Fig. 10. Profil genom lagerföljden vid Vernitsa i riktning af linjen A (se fig. 9).

Af det vid Vernitsa skedda misstaget finner man, huru vanskligt det emellanåt kan vara att vid en ackumulerad strandvall af grus

[1]) ANDERSSON, GUNNAR, och BERGHELL, HUGO: Torfmosse öfverlagrad af strandvall väster om Ladoga.

och klapperstenar fastställa den linje, som utmärkt vattenytans horisontala nivå. Vid en skarpt inskuren, icke nedäten (jfr sid. 21, noten) terrassfot kan bestämningen utföras med största noggrannhet. Vid stengärden af större rullstenar ligger vanligtvis den forna hafsytans högsta nivå ofvanom stengärdets topp. Vid ackumuleradt strandgrus är det däremot ofta svårt att afgöra, huru högt den horisontala vattenytan nått.

Om en strandvall har ungefär den form, som framställes af vidstående schematiska figur 11, kan man alltid taga för gifvet, att hafsytans horisontala nivå stått nedanom vallens topp.

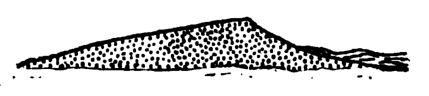


Fig. 11.

Svallgränsen eller den gräns, till hvilken hafsvattnet nått, ligger här vid den skarpt markerade högsta kanten. Vid en strandvall af den form, som Vernitsavallen har, är det däremot i de flesta fall, isynnerhet om större rullstenar ingå i gruset, ganska svårt att afgöra, vid hvilken nivå lugnvattnet stått. Det är tydligt att hafsvattnet spolat öfver strandvallar af den form, som framställes i fig. 10.

Huru viktigt det är att så noggrant som möjligt kunna bestämma L. G., då gradienten ofta, såsom t. ex. öster om Ladoga, kan vara mycket liten, ligger i öppen dag. Till och med om strandlinjen utgöres af foten af en abrasionsterrass, kan man mycket lätt taga fel på ett par decimeter, om terrassen är nedäten.

Vid nedätna terrasser har naturligtvis hafvet nått skärningslinjen mellan tangentplanen till branten och ytan (jfr. DE GEERS terminologi [1]). Denna linje är emellertid täckt af från branten nedrasadt material, hvarför dess horisontala höjd endast approximativt kan fastställas.

Af det ofvan sagda framgår, att man vid bestämmandet af L. G. bör gå till väga med största varsamhet. Detta har jag ock vid mina L. G.-bestämningar efter bästa förmåga försökt göra.

Under somrarna 1893—1895 har jag bestämt L. G. i södra Finland på 23 skilda lokaler. En af dessa är belägen på Åland, en på Hogland; de öfriga 21 i sydöstra Finland. Vid 22 lokaler har jag

[1]) DE GEER, GERARD: Skandinaviens qvart. nivåförändringar, sid. 11.

utfört höjdbestämningarna genom nivellering med Elvings spegel och graderad stång. Härvid hafva nivelleringarna värkstälts antingen från en vattenyta af känd nivå eller upp till topografiskt bestämda punkter. Endast vid en lokal, Jaamankylä i Metsäpirtti, grundar sig höjdbestämningen på barometerobservationer.

De flesta L. G.-punkter i sydöstra Finland ligga, såsom framgår af den bifogade kartan, å ömse sidor om Ladoga, hvars vattenstånd är underkastadt ganska stora växlingar. Enligt uppgifter, lämnade å

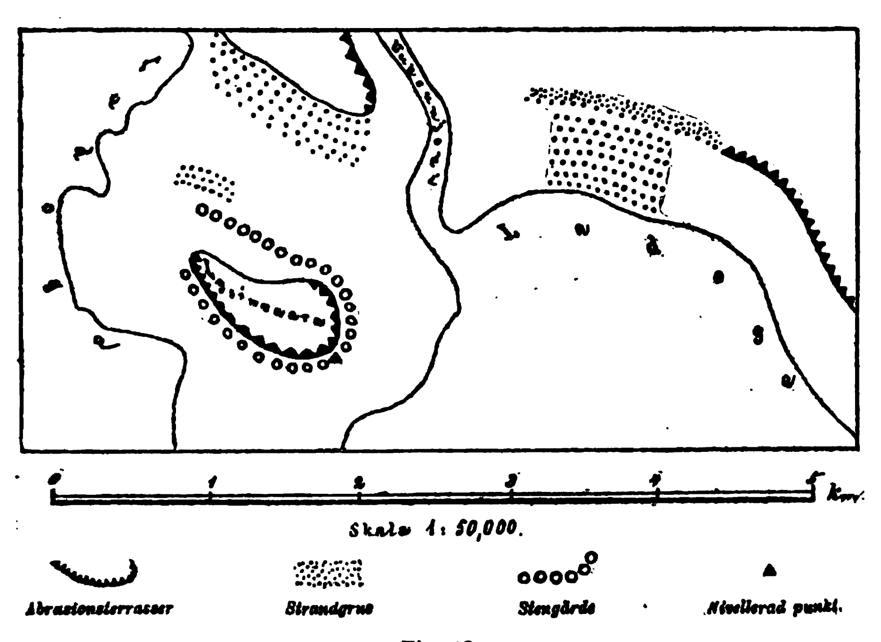


Fig. 12.

Strandbildningar kring Uuksunjoki i Salmis.

Öfverstyrelsen för Väg- och Vattenbyggnaderna, är Ladogas högvattenstånd 7.87 *m* ö. h., medelvattenstånd 6.67 *m* och lågvattenstånd 5.81 *m*. Sålunda förefinnes en differens på ungefär 2 meter mellan hög- och lågvattenstånden.

Gränsen för Litorinahafvets maximiutbredning kan NO om Ladoga följas ända från ryska gränsen till Kirjavalaks, beläget NO om Sordavala. Endast få afbrott i den gamla L. G.-strandlinjen förekomma. På de flesta ställen ligger L. G. vid foten af vackra

terrassbildningar; blott i enstaka fall utmärkes den af ackumulationsvallar.

De mest storartade strandbildningarna förekomma omkring mynningen af Uuksunjoki. Då man färdas mellan Salmis och Pitkäranta längs den i närheten af kusten löpande landsvägen, fäster man sig ovilkorligen vid en terrassbildning, hvilken skarpt aftecknar sig mot horisonten. Denna terrass ligger vid Lysinvaara i närheten af Uuksunjoki flodmynning.

Strandbildningarna omkring Uuksunjoki finnas schematiskt kartlagda å kartskissen i figur 12. Som underlag vid uppgörandet af denna kartskiss har jag användt en från Landtmäteristyrelsen erhållen kopia af sockenkartan i skalan 1 : 20000. Strandlinjernas lägen har jag bestämt genom stegning efter kompass.

Lysinvaara. Litorinahafvets högsta nivå utmärkes vid Lysinvaara af en brant och hög terrass. Terrassen är icke synnerligt skarpt inskuren, utan något nedäten. Foten ligger på en nivå af 24.3 *m* ö. h. Höjden af terrassbranten nivellerades på ett ställe till i det närmaste 14 meter; dess dossering uppgår på sina ställen till 40° från horisontalplanet.

Terrassbildningen omgifver största delen af det parti vid Lysinvaara, som vid tiden för Litorinahafvets maximiutbredning var supramarint. Nedanför terrassfoten löper gördelformigt omkring kullen en massa rullstenar. Denna rullstensgördel är på kullens norra sida till ett djup af ett par decimeter täckt af sand och grus. Gördelns högst belägna del ligger på kullens östra sida; dess höjd aftager mot W och NW både norr och söder om Lysinvaara, hvilket antyder att stenarna ackumulerats från SO.

Dosseringen af ytan nedanom terrassfoten är till en början tämligen flack, men blir dock större närmare stranden af Ladoga. Materialet består här uteslutande af strandgrus och -sand, ofta höjande sig i svagt vågformiga vallar. En mängd stenar och block förekomma öfveralt i ytpartierna.

Strandbildningarna vid Lysinvaara äro fullkomligt analoga med dem vid den västligare Jalkarantakullen (jfr sid. 9). Likasom vid Jalkaranta har äfven terrassfoten vid Lysinvaara utskurits, innan rullstensgördeln uppkastades, hvilket antagligen skedde vid storm.

Den på kartskissen utmärkta terrassen väster om Uuksunjoki är jämförelsevis låg, men ganska skarpt inskuren. Foten ligger på en nivå af ungefär 24.3 m ö. h.[1]. Nedanför den samma förekomma ganska ymnigt frisköljda block i ytan af morängrus, äfvensom anhopningar af strandgrus och klapperstenar.

Höjden af den i kartskissens östra del utmärkta abrasionsterrassen aftager mot NW, tills terrassen helt och hållet upphör, för att ersättas med en ackumulationsterrass i strandgrus, hvilket i en fort-

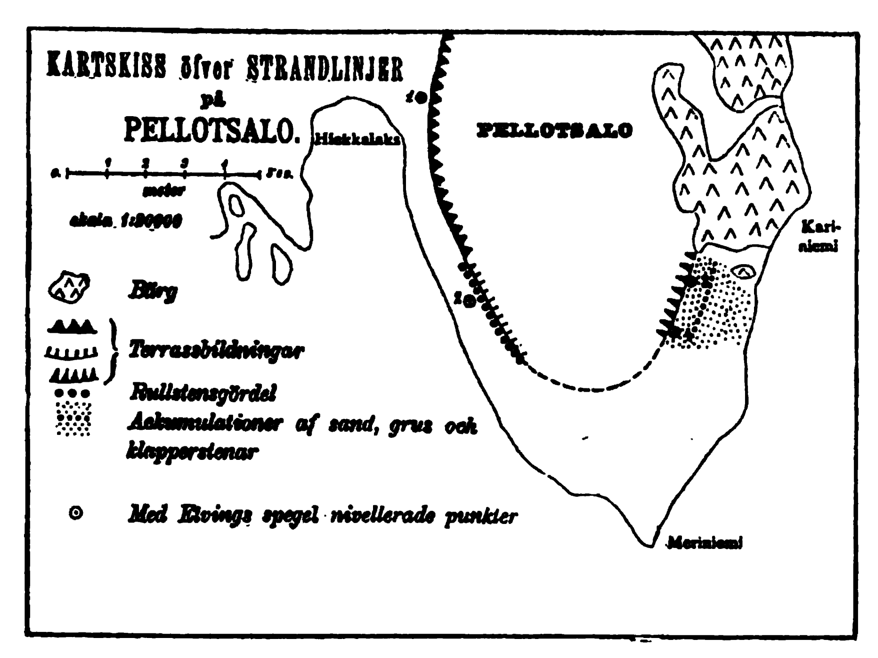


Fig. 13.

löpande vallserie höjer sig ända nedifrån Ladoga till en höjd af närmare 28 m ö. h. (enligt en nivellering värkstäld af extra geologen J. E. Ax, som kartlagt ifrågavarande trakt). Emellertid utmärkes L. G. här icke af den öfverst belägna vallens krön, utan af dess fot (jfr sid. 38), som ligger 3.5 à 4 m lägre.

Pitkäranta. Vid Pitkäranta har grufingeniören OTTO TRÜSTEDT i närheten af grufkontoret nivellerat högsta delen af en på „hvarfvig lera" liggande strandgrusvall till c. 23.1 m ö. h. På talrika ställen i

[1]) Se tillägget sid. 56.

omgifningarna uppträda f. ö. ackumulationer af strandgrus och klapperstenar, höjande sig ända ned från Ladogas vattenyta till en höjd af 23—25.4 *m* ö. h., enligt hvad af mig med Elvings spegel och graderad stång värkstälda nivelleringar gifva vid handen. Sannolikt ligger L. G. vid Pitkäranta någon decimeter högre än 25 *m*.

Pellotsalo. På Pellotsalo observeras spår af marin invärkan på alla nivåer, ända ned från nuvarande strandlinje upp till holmens högst belägna delar. Dock äro spåren ofvanom L. G. på långt när icke så intensiva som lägre ned. Hopar af klapperstenar och frisköljda block förekomma visserligen äfven ofvanom L. G., ehuru i betydligt mindre mängder än nedanom denna linje.

Litorinahafvets högsta nivå utmärkes på Pellotsalo dels af abrasions- och ackumulationsterrasser dels af ackumulationer af rullstenar.

De vackraste abrasionsterrasserna ligga, utskurna i morängrus, mellan lokalerna 1 och 2 på kartskissen (fig. 13). Här ser man öfveralt två eller tre, stundom t. o. m. fyra ofvanom hvarandra liggande terrassbildningar, hvilka äro tämligen tydliga, om ock oftast mer eller mindre nedätna. Bland dessa utmärker sig isynnerhet en framom de öfriga genom större höjd och rikligare blockanhopning vid foten. Den strandlinje, som utmärkes af ifrågavarande terrass, hvilken vid 1 i figur 13 ligger c. 25.8 *m* ö. h., kan följas rundt hela den i kartskissen aftecknade udden, då det däremot endast på ett ställe finnes någon utpräglad strandlinje, som kan anses höra samman med någon af de öfriga terrasserna. Denna på lägre nivå belägna strandlinje, hvilken på kartskissen är markerad genom starkare punktering än omgifvande strandgrus, är belägen SW om Kariniemi. Dess betydelse afhandlas längre fram i samband med frågan om Ladogas afstängning från Litorinahafvet.

Den omständigheten, att den antagna L. G.-terrassen företer en i alla afseenden mera storslagen utbildning än de öfriga terrasserna, talar redan i och för sig för, att den ifrågavarande strandlinjen utmärker ett viktigare skede i det forna vattenståndet än de andra terrasserna. Att den utmärker L. G. antydes däraf, att upp till just denna terrass' fot de frisköljda blocken och klapperstensackumulationerna äro betydligt talrikare än ofvanom den samma.

Den nyss afhandlade abrasionsterrass, hvilken förbi lokal 1 sträcker sig mot lokal 2, blir söderut alt lägre och lägre samt försvinner slutligen helt och hållet. I abrasionsterrassens ställe uppträder nu vid L. G. en rullstensgördel med inneliggande i medeltal hufvudstora rullstenar, stödda mot en terrassartad afsats i bärggrunden. En sträcka af ett par tre hundra meter kan man följa denna rullstensgördel, hvarefter äfven den upphör. Någon skarpt markerad strandlinje förekommer icke i dess fortsättning, men klapperstenshopar uppträda ym-



Fig. 14.

nigt till ungefär samma nivå som krönet af rullstensgördeln, hvars höjd med Elvings spegel och graderad stång nivellerats till c. 25.5 *m* ö. h.

Vid 4 vidtager åter en terrassbildning, i detta fall en ackumulationsterrass, som sträcker sig fram ända till närheten af bärgen W om Kariniemi.

SW om Kariniemi höja sig ända nedifrån Ladogas vattenyta upp till c. 20.1 meters höjd öfver den samma fortlöpande serier af strandgrus- och klapperstensvallar. Mellan 18.1 och 20.1 meters höjd

öfver Ladoga är en terrass af det slag, som beskrifvits sid. 38, utbildad. Något tvifvel kan icke råda om, att i detta fall foten af den terrassartade ackumulationsvallen utmärker vattennivån vid lugnvattenstånd, krönet af den samma däremot svallgränsen vid tiden för Litorinahafvets maximiutbredning. Ytan nedanom foten har mycket flack dossering och är öfversållad med talrika frisköljda och erratiska block.

Läskelä. I trakterna af Läskelä utbreder sig en vidsträckt, fullkomligt horisontal lerslätt, hvilken i närheten af ångsluparnas tilläggsplats söder om sågen når en höjd af c. 24.4 *m* ö. h. Fig. 14 framställer en fotografisk vy af denna lerslätt, sedd ifrån en dominerande plats i närheten af sågen.

Professor CLEVE har välvilligt undersökt ett prof af leran, taget från ett djup af omkring 1 *m* under ytan, på kiselorganismer. Följande diatomacéer hafva af honom anträffats.

Campylodiscus hibernicus EHB. . . 2 fragm.
Cymbella Ehrenbergii KÜTZ. . . . 1 expl.
„ *gastroides* KÜTZ. . . . . 1 fragm.
Epithemia turgida KÜTZ. . . . . 1 expl.
Navicula latiuscula KÜTZ. . . . . 1 expl.
Pleurosigma attenuatum W. SM. . flere fragm.
Surirella Caproonii BRÉB. . . . . 1 expl.
„ *biseriata* BRÉB. . . . . 1 expl.

Dessa äro alla färskvattensarter. hvilken omständighet dock icke omöjliggör antagandet att leran, i hvilken de anträffats, aflagrats i Litorinahafvet. L. G. ligger naturligtvis vid Läskelä på en något högre nivå än lerslättens yta.

Kirjavalaks. Omkring 0.5 *km* öster om Paksuniemi gästgifvaregård i Kirjavalaks by af Sordavala socken ligger L. G. alldeles i närheten af allmänna landsvägen och på dess östra sida vid foten af en inemot 5 *m* hög, något nedäten abrasionsterrass. Terrassfotens höjd öfver hafsytan nivellerades till c. 27 *m*. I ett par tillgängliga grustag kunde jag konstatera att jordarten nedanom L. G. utgöres af rensvalladt, sandigt strandgrus med inneliggande klapperstenar.

Tervus. Några hundra meter väster om karaktärsbyggnaden på Tervus' gamla donationsgods har jag bestämt L. G. till c. 26.3 *m* ö. h. L. G. utmärkes här af en samling af större och mindre block och rullstenar nedanför foten af ett bärg. Mellan blockhopen och bärget uppträder emellertid en moränaflagring, hvilken visar sig vara betydligt mindre rensköljd än moränen på lägre nivåer. Blockhopens högst belägna parti, hvilket jag anser ligga ungefär vid L. G., nivellerades till c. 26.5 *m* ö. h.



Fig. 15.

Terrassbildning vid L. G. i närheten af Taipale.

Multamäki. Längs sydöstra sidan af Multamäki kulle, belägen norr om Kexholm, är en mycket vacker abrasionsterass af minst två kilometers längd inskuren. Terrassens höjd varierar från ett par tre meter i SW till väl 10 meter i NO. Foten, vid hvilken L. G. ligger, är något nedäten. Den del af den samma, hvilken jag antagit utmärka Litorinahafvets gräns vid tiden för detta hafs maximiutbredning, ligger c. 25.3 *m* ö. h.

Wuohensalo. Norr om Wuohensalo by uppträder, strax öster om den till Kexholm ledande vägen, en 4 à 5 *m* hög terrass, nedanför hvilken massor af frisköljda och erratiska block samt rullade stenar förekomma. Vid foten af denna terrass har jag bestämt L. G. till c. 24.6 *m* ö. h.

Taipale. Äfven vid Taipale ligger L. G. vid foten af en särdeles vacker abrasionsterrass, hvilken finnes afbildad i fig. 15. En stor mängd mer eller mindre väl rundade rullstenar, hvilka hopsamlats i skilda högar nedanför terassfoten, hafva tydligtvis ursprungligen varit utbredda öfver hela ytan nedanför terrassen. L. G. har på detta ställe af mig bestämts till c. 20.1 *m* ö. h.

Jaamankylä. Foten af den terrass, vid hvilken L. G. ligger i Jaamankylä, är mycket skarpt inskuren. Terrassen ligger dock altför långt från Ladogas kust (jfr. kartan), för att man här skulle kunna nivellera höjden af dess fot med Elvings spegel. Bestämningen af L. G. har därför måst utföras barometriskt. Beräknad ur barometerobservationerna, blir höjden c. 18.8 *m* ö. h., hvilket förefaller att vara ganska sannolikt.

Nedanför terrassens fot utbreder sig ett jämnt lerfält, som är till den grad öfversålladt med större och mindre rullstenar, att man, om man såge endast ytpartierna, knapt kunde tro annat, än att man här hade framför sig ett starkt stenbundet moränfält. I förefintliga lergropar ser man dock, att stenarna förekomma endast i ytpartierna, då däremot ren lera uppträder i de djupare ned liggande delarna af jordarten.

Kottila. Afanasi. Terijoki. Seivistö. Muurila. Humaljoenlahti. Jaakkola. Tiurinsaari. Pönni. Waahtola. På alla dessa lokaler, hvilka lätt återfinnas på tillgängliga topografkartor, ligger L. G. vid foten af abrasionsterrasser. Af dessa L. G.-terrasser förtjänar Kottilaterrassen att särskildt omnämnas, emedan den är inskuren nedanom Rapamäki i Sakkola, vid hvilken lokal, såsom i det föregående omnämnts (jfr. ss. 21, 32), terrassbildningar finnas utbildade äfven vid A. G. och Y. G. En afbildning af alla dessa terrasser framställes på titelplanschen, hvilken tecknats efter en fotografi, tagen från Waalimo by i Walkjärvi socken.

Höjderna af L. G. vid alla de sist nämda tio lokalerna finnas införda i tabellen å ss. 49—50.

Hogland. Jag omnämde redan (jfr. sid. 31), att en del af rullstensvallarna på Hogland höja sig i fortlöpande serier ända nedifrån nuvarande hafsyta upp till en höjd af c. 38 *m* ö. h. Vid ungefär denna nivå är antagligen L. G. belägen på Hogland.

Af dessa förmodade L. G.-vallar har jag iakttagit och nivellerat tvänne, den ena belägen W om, den andra SW om Suurkylä by.



Fig. 16.

Vågformiga ackumulationer af rullstenar, höjande sig från hafsytan upp till L. G., på Hogland.

Den förra L. G.-vallen ligger nedanför Majakallio bärg, W om det samma. Dess högst belägna del bestämdes till c. 38.2 *m* ö. h. Upp till denna nivå höja sig i en oafbruten fortsättning ända nedifrån nuvarande strand de mest storartade rullstensackumulationsvallarna på Hogland. Fig. 16 här ofvan afbildar denna fortlöpande vallserie.

Den andra L. G.-vallen ligger inklämd mellan Suursomerenkallios norra och Purjekallios södra sidor. Äfven på detta ställe höja sig i en så godt som oafbruten, fortlöpande serie rullstensvallar nedifrån den nuvarande stranden upp till den förmodade L. G.-nivån. Denna utmärkes af foten af en innanför den högst belägna ackumulationsvallen utskuren 8 *m* hög terrassbildning. Den horisontala linje af terrassfoten, hvilken jag anser utmärka L. G., nivellerades till c. 37.8 *m* ö. h.

Medeltalet af ofvan anförda tvänne höjdbestämningar för L. G. är 38 *m* ö. h. L. G. torde följaktligen ligga ungefär vid denna nivå på Hogland.

Jomala. Åland. Postglaciala skalgrusförekomster äro kända från flere lokaler på Åland [1]). De högst belägna af de hittills iakttagna fyndorterna uppgifvas ligga omkring 39 [2]) och 48 meter ö. h.[3]) vid Höckböle by i Geta och Kulla by i Finström.

Ackumulationsvallar af rullstenar förekomma ganska allmänt på Åland. Redan sommaren 1890 bestämde jag höjderna af flere vallar i Jomala socken med Wredes afvägningsspegel till mellan 50 och 60 meter ö. h. Sommaren 1895 nivellerade jag ånyo med Elvings spegel, vid ett tillfälligt, helt kort besök på Åland, den af mig iakttagna vackraste ackumulationsvallen, som är belägen på Kasbärget invid Lillträsk i Jomala kyrkby, c. 10 *km* norr om Mariehamn. Den högst belägna delen af denna vall, hvilken antagligen ligger vid L. G., har enligt denna nivellering en höjd af c. 50 *m* ö. h.

Nu uppgifves visserligen det postglaciala skalgruset vid Kulla by ligga på 48 meters höjd öfver hafsytan. Höjdbestämningen torde dock, enligt personligt meddelande af Frosterus, knapt kunna tillmätas något värde, enär den grundar sig på observationer, utförda med en liten fickaneroid af enkel konstruktion.

---

[1]) Frosterus, Benj. och Sederholm, J. J.: Kartbl. 17, F. G. U.; ss. 45—46.

Frosterus, Benj.: Kartbl. 21, F. G. U.; ss. 56—57.

De Geer, Gerard: Om förekomsten af *Rissoa parva* Da Costa på Åland.

Madsen, Victor: Postgl. molluskar på Åland.

[2]) Kartbl. 17, F. G. U.; sid. 46.

[3]) Kartbl. 21, F. G. U.; sid. 56.

MUNTHE har på en af honom uppgjord karta öfver Litorinahafvets utbredning [1]) låtit 60 meters isobasen gå fram öfver Åland. Denna isobas har dock sannolikt, på grund af det ofvan anförda, ett nordligare förlopp, hvarjämte den möjligen böjer sig i östlig riktning norr om Åland, hvilket RAMSAY redan antydt. [2])

I nedanstående tabell äro alla af mig utförda bestämningar af L. G. i södra Finland införda. Dessutom ingå här sex på kartan öfver sydöstra Finland utsatta lokaler, vid hvilka L. G. bestämts af J. E. AX, J. J. SEDERHOLM och OTTO TRÜSTEDT. Med undantag af lokalerna vid Wernitsa och Kottila ligga alla lokalerna i närheten af Ladogas och Finska vikens kuster. De äro uppräknade från ryska gränsen öster om Ladoga rundt denna sjö och Finska viken samt återfinnas lätt på kartan.

Lokaler.	Höjder öfver hafvet.		Nivellerings-metod.	Observatörer.
Wernitsa	c. 23	meter	Elv. spegel	BERGHELL
Parikansuo	c. 21.3	„	„	AX
Hiiva	c. 21.9	„	„	„
Mäkipää	c. 22.7	„	„	„
Jeraske	c. 23.2	„	„	„
Lysinvaara	c. 24.2	„	„	BERGHELL
Pitkäranta	23.1 (+)	„	„	TRÜSTEDT
Pellotsalo	c. 25.8	„	„	BERGHELL
Läskelä	24.6 (+)	„	„	„
Kirjavalaks	c. 27	„	„	„
Iljinsk (ö i Ladoga) .	c. 22.5	„	„	SEDERHOLM
Tervus	c. 26.5	„	„	BERGHELL
Multamäki	c. 25.3	„	„	„
Wuohensalo	c. 24.6	„	„	„
Taipale.	c. 20.1	„	„	„

[1]) MUNTHE, HENR.: The physical geography of the Litorina-Sea; kartan.
[2]) RAMSAY, WILHELM: Sengl. hafvets utbredning i södra Finland, ss. 22—23.

Lokaler.	Höjder öfver hafvet.		Nivellerings-metod.	Observatörer.
Jaamankylä	c. 18.8	meter	barom.	BERGHELL
Kottila.	c. 22.8	„	Elv. spegel	„
Afanasi	c. 13	„	„	„
Terijoki	c. 14.5	„	„	„
Seivistö	c. 18.5	„	„	„
Muurila	c. 22.5	„	„	„
Humaljoenlahti . . .	c. 27.9 (?)	„	„	„
Jaakkola	c. 28.2	„	„	„
Tiurinsaari	c. 28.2	„	„	„
Pönni	c. 29.4	„	„	„
Waahtola	c. 28 (?)	„	„	„
Hogland	c. 38	„	„	„
Jomala, Åland . . .	c. 50	„	„	„

Efter siffran c. 27.9 vid Humaljoenlahti har satts ett frågetecken, emedan jag icke kunde anträffa den punkt, hvars höjd bestämts af topografer; nivelleringen har därför måst utföras nedifrån terrassens fot upp till dess krön. Om isobaserna för den postglaciala landsänkningen hafva det förlopp, som jag tänkt mig (jfr. kartan öfver sydöstra Finland), torde dock den bestämda L. G.-höjden vid Humaljoenlahti vara ganska sannolik.

Frågetecknet efter siffran 28 vid Waahtola har blifvit utsatt, emedan L. G. vid denna lokal antagligen är belägen på högre nivå. Terrassen är här så nedäten, att det är mycket svårt att ens på någon decimeter när bestämma den horisontala linje, vid hvilken L. G. ligger. L. G.-höjderna vid Pönni och Tiurinsaari, hvardera belägen vid foten af skarpt inskurna terrasser, antyda att L. G. vid Waahtola ligger minst 29 *m* ö. h.

De talrika i sydöstra Finland fastställda L. G.-punkterna hafva möjliggjort uppdragandet af isobaser med 5 meters ekvidistanser för denna del af landet.

Det säkraste förloppet hafva isobaserna för 15, 20 och 25 meter. Alla dessa divergera, såsom af den bifogade kartan framgår, ganska starkt mot NO, hvarför man är berättigad att antaga, att Ladogabäckenet äfven under den senast försiggångna landhöjningen höjt sig långsammare än omgifvande landpartier (jfr. sid. 25).

Sydvästra delen af 30 meters isobasen har kunnat uppdragas tämligen noggrant. På grund af det ofvan anförda torde denna isobas äfven NO om Wiborg med största sannolikhet hafva ungefär det förlopp jag gifvit den och sålunda bågformigt svänga sig rundtom Ladogas norra del.

Isobaserna för 5 och 10 meter äro utsatta med ledning af de terrasser, hvilka, på en höjd af några meter öfver Finska viken, förekomma längs dess kuster.

5 meters isobasen har jag låtit få en bågformig utbuktning i närheten af Peterhoff på den grund att De Geer vid Petersburg bestämt L. G. till c. 4 *m* ö. h.[1]), då L. G. däremot vid Peterhoff kan vara högst obetydligt mera än 5 meter, enligt *topografkartan* öfver denna trakt.

Möjligt är att också 10 meters isobasen gör en likartad utbuktning i trakten af Kronstadt. Topografkarta finnes emellertid icke tillgänglig öfver denna ö, hvarför det varit omöjligt att här ens approximativt fastställa L. G. I förbigående må omnämnas att general Bonsdorff på en gjord förfrågan upplyst mig om, att ön är flack och låg, af hvilken orsak jag låtit den täckas af Litorinahafvet.

Naturligtvis är det mycket svårt att uppdraga isobasen för 0 meter, då ju denna isobas, såsom af kartan framgår, till största delen bör stryka fram öfver supramarina landpartier. Med kännedom af öfriga isobasers förlopp och af det faktum, att, såsom af kartan otvetydigt framgår, gradienten för höjningen aftager från de periferiska delarna af det sänkta området mot de centrala, har jag dock trott

[1]) De Geer, Gerard: Kvartära nivåförändringar vid Finska viken, sid. 650.

mig kunna förslagsvis gifva åt 0 meters isobasen det förlopp den har på kartan.

Fördelningen mellan land och vatten vid tiden för Litorinahafvets maximiutbredning framgår af kartan. Såsom synes var vid denna tid Ladoga förenad med Finska viken, dels öfver Kexholm och Wiborg genom Räisälä och Heinjoki socknar, dels öfver sjöarna Suvanto, Äyräpääjärvi och Muolajärvi. W om Muolajärvi och N om Heinjoki kyrka funnos smala sund, hvilka förmedlade förbindelsen. Det förra sundets bredd var knapt 100 meter, det senares c. 2 *km*. Djupen torde hafva varit i medeltal resp. 10 och 15 *m*.

Den smala hafsarm, som förband Ladoga och Finska viken vid denna tid, sände mot NW och SO ut några långsträckta vikar. Flere af sjöarna på karelska näset ligga nu inne i bottnarna af dessa (jfr. kartan). Den längsta viken var den, som sträckte sig mot NW till Wallinkoski fors, belägen c. 5 *km* söder om Imatra. Öfre delen af denna fors existerade redan vid tiden för Litorinahafvets maximiutbredning.

Vid denna tid låg endast sydöstra delen af de landpartier, på hvilka Petersburg nu är beläget, öfver hafsytan. Detta framgår tydligt af de gamla strandlinjerna, hvilka kunna följas på topografkartorna öfver Petersburg och dess omgifningar. Den öfriga delen af Petersburg är bildad först i senare tid och utgör antagligen deltabildningar, hvilka afsatts af Nevafloden efter dess uppkomst. General Bonsdorff har också, på en till honom framställd förfrågan, meddelat mig, att åtminstone en del af öarna bestå af slammassor.

Nevafloden var icke ännu bildad; och i södra delen af det nuvarande Ladogabäckenet fans då, såsom af kartan synes, supramarint land. Detta framgår däraf, att 5 meters isobasen stryker fram öfver Ladogas södra del, hvarjämte icke blott sjöns medel-, utan äfven lågvattenstånd öfverstiger 5 meter (jfr. sid. 39).

Vid tiden för Litorinahafvets maximiutbredning hade vattnet i det baltiska bäckenet en betydligt högre salthalt än nu. *Litorina rudis* var. *tenebrosa* Mont., hvilken för närvarande, enligt Munthe [1]), icke lefver längre in i Östersjön än i trakten af Bornholm, där salt-

---

[1]) Munthe, Henr.: The physical geography of the Litorina-Sea, sid 9.

halten nu är 0.79 %, har blifvit funnen subfossil så långt inne i Finska viken som söder om Wiborg [1]). Detta antyder att Litorinahafvets vatten i denna trakt haft en salthalt af omkring 0.79 %. Däremot har vattnet i Ladogabäckenet sannolikt varit alldeles sött. Ty det är knapt troligt, att någon nämnvärd mängd af Litorinahafvets salta vatten kunnat strömma fram ända in i Ladoga. Säkert är åtminstone, att hela den kolossala mängd sött vatten, som nu söker sig väg till Finska viken genom Saima och Ladoga sjöbäcken, vid denna tid flöt fram genom sunden N om Heinjoki och W om Muolajärvi.

Såsom jag framhållit (sid. 44) innehåller den lera, som vid Läskelä är aflagrad nedanom L. G., uteslutande sötvattensdiatomacéer. Om denna lera genom en framdeles skeende, högeligen önskvärd växtpalaeontologisk undersökning kunde visas vara en litorinalera, vore i och med det samma frågan om Ladogavattnets natur vid den tid, då Ladogan utgjorde en vik af Litorinahafvet, afgjord.

Af det ofvan anförda framgår, huru önskvärdt det vore, att en växtpalaeontologisk undersökning, på såväl makro- som mikroorganismer, utfördes på flere lerprof, tagna i trakterna kring Ladoga.

I den mån som den senaste landhöjningen fortgick, afstängdes sunden W om Muolajärvi och N om Heinjoki. Det först nämda, grundare sundet blef till först afstängdt. Alt vatten från Ladoga- och Saimabäckenen sökte sig då, till en början, fram genom det senare nämda sundet. Slutligen höjdes dock äfven bottnen af detta sund upp till hafsytan, och här bildades småningom en fors, hvilken under tidernas lopp tilltog i höjd. Doktor AUGUST RAMSAY har också meddelat mig, att han i trakterna kring Wetokallio anträffat jättegrytartade ursvarfningar, flodrullstenar o. dyl., samt uttalat den förmodan att Wuoksen en gång haft sitt aflopp åt detta håll. De flodformigt utdragna sjöarna (jfr. kartan) i dessa trakter antyda äfven detta.

Det är högst sannolikt, att vid det skede, då Saima- och Ladogabäckenens vattenmassor störtade ned för Wetokallio fors, vattnet innanför Wetokallio haft en något så när konstant nivå i förhållande till omgifvande landpartier. Flerstädes vid Wuoksens, Suvantos

[1]) SEGERCRANTZ, W: Postgl. skalgrus i Finland, sid. 6.

och Ladogas stränder, t. ex. vid Wuohensalo, Kirjavalaks, på Pellotsalo o. a. orter, har jag nämligen anträffat terrassbildningar, hvilka tyda på att vattnet en längre tid stått stilla vid foten af dessa terrasser.

Då sundet vid Wetokallio höjdes öfver hafvet, hade landhöjningen här fortskridit till ungefär 50 % af sitt nuvarande värde. Om man antager, att höjningen, uttryckt i procent af sitt nuvarande belopp, vid denna tidpunkt varit lika stor öfveralt i sydöstra Finland och beräknar nivådifferensen mellan foten af de lägre, nedanom L. G. liggande terrasserna och vattenståndet vid denna tid, finner man att den lägre terrassens fot öfveralt ligger några meter högre än Ladogas dåvarande vattenstånd. Häraf torde man vara berättigad att draga den slutsatsen, att Saima- och Ladogabäckenens vattenmassor en lång tid flutit ut i Finska viken i trakterna af Wetokallio äfvensom att de lägre terrasserna bildats under detta långa tidsskede.

I ett tillägg till separatafdragen af sin uppsats „Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken“ har De Geer framhållit *sannolikheten* af att de lägre terrasserna nedanom L. G., hvilka han iakttagit på några ställen längs Wuoksens stränder, utmärka „Ladogas ursprungliga nivå, då Wiborgssundet höjdes öfver hafvet“. Af det ofvan anförda torde framgå, att detta värkligen varit fallet, ehuru Ladogas vattenyta en mycket lång tid stått vid foten af dessa lägre terrassbildningar, hvilka sålunda icke utmärka Ladogas vattenstånd *endast* vid den tid, då „Wiborgssundet“ blef supramarint.

De Geer har vidare påpekat, att man vid insjöbäcken i allmänhet, men i synnerhet vid större sådana, bör kunna påvisa att vattnet förskjutits åt det håll, mot hvilket höjningen varit minst. I ett insjöbäcken af det omfång, som Ladogan har, böra naturligtvis spåren efter vattenmassans förskjutning vara tämligen tydliga. Detta är äfven fallet, såsom De Geer själf redan framhållit[2]). I de af Inostranzeff beskrifna profilerna från Ladogakanalen[3]) ser han ett

[1]) De Geer, Gerard: Strandliniens förskjutning vid insjöar.

[2]) Geol. För:s i Stockholm Förh., Bd. 16, sid. 538.

[3]) Inostranzeff. L'homme préhistorique de l'âge de la pierre sur les côtes du lac Ladoga.

bevis för denna sin åsigt. Ett ytterligare bevis härför äro de ofvan nämda nedanom L. G. belägna terrasserna. Nivådifferenserna mellan foten af dessa terrasser och Ladogas vattenstånd vid den tid, då „Wiborgssundet" höjdes öfver hafvet, är nämligen icke konstant, utan uppgår t. ex. vid Wuohensalo till 6.1, vid Pellotsalo till 6.5 och vid Kirjavalaks till 6.8 meter, hvilket tydligt ådagalägger en förskjutning af Ladogas vattenmassa från den proximala mot den distala delen.

Att supramarint land funnits i sydligaste delen af Ladoga vid tiden för Litorinahafvets maximiutbredning framgår af sjökorten öfver denna sjö. På dessa ser man tydligt, att i Ladogas botten en rännformig fördjupning förefinnes som en fortsättning af Nevaflodens bädd. Denna gamla erosionsfåra är på kartan skildt utmärkt.

Om landförbindelse förefunnits mellan Skåne och mellersta Europa öfver de danska öarna vid tiden för Yoldiahafvets maximiutbredning, torde förhållandena vid Ancylussjöns bildande hafva varit tämligen likartade med dem, under hvilka Ladogas afstängning från Litorinahafvet försiggick. Och i trakterna af det forna „svenska ishafssundet" bör man i detta fall anträffa bildningar likartade med de af AUGUST RAMSAY vid Wetokallio iakttagna (jfr sid. 53), ehuru naturligtvis betydligt mera storartade.

Som bekant är strandlinjens alt ännu pågående negativa förskjutning i Finland mycket olikformig. Nyligen har BONSDORFF uttalat den åsigten att strandlinjen långs en del af Finska vikens södra kust ej undergått någon förskjutning, vare sig i positiv eller negativ riktning, under åren 1842—1890 [1]). Emellertid torde landhöjningen redan på Laavansaari ö i östra delen af Finska viken under de senast förflutna decennierna antagligen hafva varit någon, om ock obetydlig [2]).

---

[1]) BONSDORFF, AXEL: Saeculare Hebung der Küste, ss. 14—15.

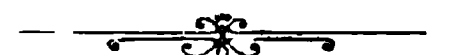
[2]) BERGHELL, HUGO: Kartbl. 29, F. G. U.; ss. 7, 9.

Till slut vill jag uttala mina förbindliga tacksägelser till general Axel Bonsdorff och professor P. T. Cleve, hvilka i hög grad befrämjat mitt arbete, den förre genom de höjduppgifter han meddelat Sällskapet för Finlands geografi i och för min undersökning, den senare genom de af honom utförda diatomacébestämningarna.

Tillägg.

Noten [1]) sid. 41 bör innehålla:

Här, likasom öfveralt vid bestämningen af L. G.-höjder, belägna i närheten af Ladoga, har sjöns vattenstånd observationsdagen erhållits ur på Öfverstyrelsen för Väg- och Vattenbyggnaderna förefintliga rapporter, insända af distriktsingeniören i Viborgs distrikt.



Litteraturförteckning.

ANDERSSON, GUNNAR: Svenska växtvärldens historia. Stockholm 1896.

„ „ och BERGHELL, HUGO: Torfmosse öfverlagrad af strandvall väster om Ladoga. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar (G. F. F.); Bd. 17, ss. 21—34. Stockholm 1895. (Torfmosse på strandvall).

BERGHELL, HUGO: Beskrifning till kartbladet N:o 29 Lavansaari. Finlands Geologiska Undersökning (F. G. U.). Kuopio 1896. (Kartbl. 29, F. G. U.).

BONSDORFF, AXEL: Die saeculare Hebung der Küste bei Reval, Libau und Ust-Dwinsk (Dünamünde). Fennia 12, N:o 6. Helsingfors 1896. (Saeculare Hebung der Küste).

CELSIUS, ANDERS: Anmärkning om vatnets förminskande så i Östersjön som Vesterhafvet. Kongliga Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar. Vol. IV, ss. 33—50. Stockholm 1743. (Vatnets förminskande).

DE GEER, GERARD: Om en postglacial landsänkning i södra och mellersta Sverige. G. F. F.; Bd. VI, ss. 149—162. Stockholm 1882. (Postgl. landsänkning i södra och mellersta Sverige).

—— Om Skandinaviens nivåförändringar under qvartärperioden. G. F. F.; Bd. 10, ss. 366—379 och Bd 12, ss. 61—110. Stockholm 1888 och 1890. (Skandinaviens qvart. nivåförändringar).

—— Om förekomsten af Rissoa parva DA COSTA på Åland. G. F. F.; Bd. 11, ss. 205—208. Stockholm 1889. (Om Rissoa parva DA COSTA på Åland).

—— Qvarternary changes of level in Scandinavia. Separat (ur Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 3, 1891).

—— Om strandlinjens förskjutning vid våra insjöar. G. F. F.; Bd. 15, ss. 378—390. Stockholm 1893. (Strandlinjens förskjutning vid insjöar).

—— Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken. G. F. F.; Bd. 16, ss. 639—655. Stockholm 1894. (Kvartära nivåförändringar vid Finska viken).

Erdmann, Axel: Geologische Forschungen in Schweden. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde; herausgegeben von K. C. von Leonhard und H. G. Bronn. Jahrgang 1859. Stuttgart 1859. (Geologische Forschungen).

—— Bidrag till kännedomen om Sveriges qvartära bildningar. Stockholm 1868. (Sv. qvart. bildn.).

Erdmann, E.: Bidrag till frågan om Skånes nivåförändringar. G. F. F.; Bd 1, ss. 93—104. Stockholm 1872—1874. (Skånes nivåförändringar).

Fiskeritidskrift för Finland. 4:de årg. Helsingfors 1895.

Forchhammer, G.: Om den forandrede Vandhöide ved de danske Kyster. Nordisk Universitets-Tidskrift; 2:dra årg., ss. 1—22. Kjöbenhavn 1856. (Den forandrede Vandhöide).

—— Ueber die Bestandtheile des Meereswassers, seine Strömungen und deren Einfluss auf das Klima der Küsten von Nord-Europa. Bericht über die Versammlung der deutschen Naturforscher in Kiel. Separatafdrag. (Die Bestandtheile des Meereswassers).

Frosterus, Benj.: Beskrifning till kartbladet N:o 21 Mariehamn. F. G. U. Helsingfors 1892. (Kartbl. 21, F. G. U.).

Frosterus, Benj. och Sederholm, J. J.: Beskrifning till kartbladet N:o 17 Finström. F. G. U. Helsingfors 1890. (Kartbl. 17, F. G. U.).

Gilbert, G. K.: The topographic features of lake shores. Fifth annual report of the United States Geological Survey. By J. W. Powell. Washington 1885.

Hackmann, V.: Marina gränser i östra Finland. Fennia 12, N:o 5; bihang 1. Helsingfors 1896.

Hofmann, Ernst: Geognostische Beobachtungen auf einer Reise von Dorpat bis Åbo. Gradualafhandling. Dorpat 1837. (Geognostische Beobachtungen).

Holmberg, J. H.: En geologisk företeelse i Karelen. Öfversigt af Finska Vetenskaps-Societetens Förhandlingar, III, 1855—1856, ss. 55—61. Helsingfors 1886.

Inostranzeff, A.: L'homme préhistorique de l'âge de la pierre sur les côtes du lac Ladoga. Édition subventionnée par le ministère de l'instruction publique. (Afhandlingen är skrifven på ryska språket; endast titel och innehållsförteckning på franska).

Lovén, S.: Om några i Vettern och Venern funna Crustacéer. Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar (Ö. K. V. A. F.), 18:de årg. 1861, ss. 285—314. Stockholm 1862. (I Vettern och Venern funna Crustacéer).

—— Till frågan om Ishafsfaunans fordna utsträckning öfver en del af Nordens fastland. Ö. K. V. A. F., 19:de årg. 1862,

ss. 463—468. Stockholm 1863. (Ishafsfaunans fordna utsträckning).

MADSEN, VICTOR: Om Rissoa parva DA COSTA og andre postglaciale mollusker på Åland. G. F. F.; Bd. 14, ss. 585—590. Stockholm 1892. (Postgl. mollusker på Åland).

MUNTHE, HENR.: Studier öfver Baltiska Hafvets Qvartära Historia. Bihang till Kungliga Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar; Bd. 18, afd. II, N:o 1. Stockholm 1892. (Balt. Hafvets Qv. Historia).

— — Über die sogenannte „undre grålera" und einige darin gefundene Fossilien. Separat (ur Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. Vol I, N:o 2, 1893). Upsala 1893. (Die sogenannte „undre grålera").

—— Preliminary report on the physical geography of the Litorina-Sea. Separat (ur Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. Vol. II, N:o 3, 1894). Upsala 1894. (The physical geography of the Litorina-Sea).

NATHORST, A. G.: Om Skånes nivåförändringar. G. F. F.; Bd. 1, ss. 281—294. Stockholm 1872—1874.

—— En växtförande lera från Wiborg i Finland. G. F. F.; Bd. 16, ss. 361—369. Stockholm 1894. (Växtförande lera från Wiborg).

NORDQVIST, O.: Om förekomsten af Ishafscrustacéer uti mellersta Finlands sjöar. Meddelanden af Societas pro fauna et Flora fennica. Elfte häftet. Helsingfors 1885. (Ishafscrustacéer i Finland).

—— Bidrag till kännedomen on crustacéfaunan i några af mellersta Finlands sjöar. Acta Societatis pro Fauna et Flora fennica. T. III, N:o 2. Helsingfors 1886. (Crustacéfaunan i mellersta Finlands sjöar).

PETRELIUS, ALFRED: Tabeller för beräkning af barometriska höjdmätningar. Fennia, 3, N:o 16. Helsingfors 1890.

RAMSAY, WILHELM: Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i södra Finland. Fennia, 12, N:o 5. Helsingfors 1896. (Sengl. hafvets utbredning i södra Finland).

SEDERHOLM, J. J.: Beskrifning till kartbladen N:o 30 & 31 Raivola och Systerbäck. F. G. U. Kuopio 1895. (Kartbladen N:o 30 & 31, F. G. U.).

—— Några iakttagelser rörande Yoldiahafvets högsta strandlinje. Fennia 12, N:o 5; bihang 2. Helsingfors 1896.

SEGERCRANTZ, W.: Några förekomster af postglacialt skalgrus i Finland. Fennia 12, N:o 9. Helsingfors 1896. (Postgl. skalgrus i Finland).

SOBOLEFFSKI: Геогностическое обозрѣніе старой Финляндіи и описаніе Рускодьскихъ мраморныхъ ломокъ. С. Петербургъ 1839. (Горный Журналъ).

STUXBERG, ANTON: Faunan på och kring Novaja Semlja. Ur „Vega-expeditionens vetenskapliga iakttagelser“, Bd 5. Stockholm 1886.

TIGERSTEDT, A. F.: Beskrifning till kartbladet N:o 13 Tavastehus. F. G. U. Helsingfors 1888. (Kartbl. 13, F. G. U.).

TORELL, OTTO: Bidrag till Spitsbergens molluskfauna, jemte en allmän öfversigt af arktiska regionens naturförhållanden och forntida utbredning. I. Akademisk afhandling. Stockholm 1859. (Spitsbergens molluskfauna).

—— Undersökningar öfver istiden. I. Ö. K. V. A. F. 29:de årg. 1872; N:o 10, ss. 25—66. Stockholm 1873. (Istiden I).

—— Undersökningar öfver istiden. III. Ö. K. V. A. F. 44:de årg. 1887; N:o 6, ss. 429—438. Stockholm 1888. (Istiden III).

WILCKE: Om Landskrona hamn. Ö. K. V. A. F. 6:te årg. 1849, ss. 257—286. Stockholm 1850. (Publicerad af S. Lovén).

(Referat).

Beiträge zur Kenntniss der quartären Niveauschwankungen Süd-Finlands.

In der vorliegenden Arbeit teilt Verf. die Resultate seiner bis jetzt ausgeführten Untersuchungen der qvartären Niveauschwankungen Süd-Finlands mit.

S. 4—5 wird vorgeschlagen und motivirt, dass das Meer, das nach Schluss der letzten Vereisung sich in das Landgebiet von Skandinavien und Finland erstreckte, stets *Yoldiameer* genannt wird, ohne Rücksicht darauf, ob die Muschel *Yoldia arctica* Gray als Fossil in den Ablagerungen dieses Meeres gefunden wurde oder nicht.

Ebenso wird vorgeschlagen, dass man fernerhin für die höchsten Strandlinien des Yoldiameeres stets die Bezeichnung *Y. G.* statt der bisher gebräuchlichen *M. G.* anwenden sollte, für die des Litorinameeres *L. G.* statt *P. G.* und für die des Ancylussees schliesslich *A. G.* Die Terminologie für die alten Strandlinien wurde solchermassen ohne Zweifel korrekter werden, als sie es bisher gewesen.

S. 5—22 werden im Detail 15 Lokale beschrieben, bei denen *Y. G.* vom Verf. festgestellt wurden. Die Lokale sind nebst ihren Höhenlagen über dem Finnischen Meerbusen sämtlich in einer Tabelle S. 23 verzeichnet.

S. 25—27 wird die Frage diskutirt, ob während der Yoldiazeit zwischen dem Weissen Meer und dem Baltischen Meer über die Seen Ladoga und Onega eine offene Verbindung bestanden hat. Eine solche Verbindung hält man für sehr wahrscheinlich, und die Gründe für diese Annahme sind noch vermehrt worden durch *Harald Lindbergs*

Fund von 10 Stück Meerwasser-Relicten auf der Karelischen Halbinsel [in der Tabelle S. 28 aufgenommen], sowie *J. Alb. Sandmans* Fund von *Idothea entomon* (L.) im Ladoga (S. 27).

S. 29—34 wird die Maximalausdehnung des Ancylyssees im südlichen Finland behandelt. Zwei A. G.-lokale, Kivikallio und Hogland, werden im Detail beschrieben. Diese sind nebst sechs anderen A. G.-lokale in der Tabelle auf S. 32 enthalten.

S. 34 hebt Verf. hervor, dass er eine gewisse Gesetzmässigkeit im Verhältnis zwischen A. G. und Y. G. beobachtet hat, indem A. G., in Prozenten von Y. G. ausgedrückt, von den periferischen nach den zentralen Teilen des ehemals gesenkten Gebietes konstant zunimmt. Auf Grund dieser Gesetzmässigkeit wird die Vermutung ausgesprochen, dass A. G. und Y. G. möglicherweise schliesslich zusammenfallen.

S. 35—48 werden eine Menge Lokale detaillirt beschrieben, bei denen L. G. festgestellt worden. Auf S. 49—50 sind alle vom Verf. bisher im südlichen Finland festgestellten L. G.-lokale nebst sechs von anderen Personen bestimmten verzeichnet.

S. 51 diskutirt Verf. den Lauf der Isobasen (= Linien für gleich grosse Landerhebung laut De Geer), indem er hervorhebt, dass dieselben nach dem Ladogabecken hin stark divergiren, woraus hervorgeht, dass dieser See sich langsamer erhoben hat als die umgebenden Landteile.

S. 52 bespricht Verf. die Verteilung zwischen Land und Wasser zur Zeit der Maximalausdehnung des Litorinameeres. Die Neva hatte sich um diese Zeit noch nicht gebildet; nur im südlichen Teil des jetzigen Ladogabeckens gab es damals, wie aus der beigefügten Karte des südöstlichen Finland hervorgeht, supramarines Land. Die südöstliche Hälfte der Landteile, auf denen St. Petersburg jetzt gelegen ist, war supramarin; die übrigen Teile bedeckte das Litorinameer. Der Ladoga war damals mit dem Finnischen Meerbusen verbunden, und zwar teils über die Städte Kexholm und Wiborg durch die Kirkspiele Räisälä und Heinjoki, teils über die Seen Suvanto, Äyräpääjärvi und Muolajärvi. Die Verbindung wurde durch einen schmalen Meeresarm vermittelt, der nach NW und SO langgedehnte Buchten aussandte.

S. 52—53 wird hervorgehoben, dass das Wasser des Ladoga zur Zeit der Maximalausdehnung des Litorinameeres wahrscheinlich ganz süss gewesen. Hierfür spricht der Umstand, dass ein Lehmklumpen aus Läskelä, aller Wahrscheinlichkeit nach eine Litorinaablagerung, eine Diatomacéflora ausschliesslich von Süsswasserarten enthielt. So weit draussen im Finnischen Meerbusen wie in der Gegend südlich von Wiborg dürfte dagegen der Salzgehalt etwa 0,8 Prozent betragen haben, was daraus geschlossen werden kann, dass hier *Litorina rudis*, var. *tenebrosa* MONT. subfossil gefunden worden ist.

S. 53—55 werden die Verhältnisse zur Zeit und nach der Absperrung des Ladoga vom Litorinameer behandelt. Diese Absperrung erfolgte, als die Landerhebung bis etwa 50 Prozent ihres jetzigen Betrages fortgeschritten war. Der östlich von Wiborg, in der Gegend von Wetokallio gelegene, tiefste Sund erhob sich damals über das Meer. Wahrscheinlich war der Wasserstand innerhalb dieses Sundes nach der Absperrung desselben längere Zeit hindurch einigermassen konstant im Verhältnis zu den umgebenden Landmassen. An den Ufern des Ladoga, Vuoksen und Suvanto hat nämlich Verf. unterhalb L. G. eine scharf ausgeprägte Strandlinie verfolgen können, die einen längeren Stillstand des Wassers andeutet. Berechnet man die Niveaudifferenz zwischen dieser Strandlinie und dem Wasserstand zu der Zeit, wo die Absperrung erfolgte, indem man annimmt, dass die Erhebung damals bis zu 50 Prozent im südöstlichen Finland fortgeschritten, so kommt man zu dem Resultat, dass die unterhalb L. G. gelegene Strandlinie überall einige Meter höher liegt als der Wasserstand des Ladoga zur Zeit der Absperrung dieses Sees vom Litorinameer. Die Differenz ist jedoch nicht konstant, sondern nimmt von den periferischen nach den zentralen Teilen zu. Man kann hieraus auf eine Entleerung des Ladogagewässers aus dem proximalen (dem Zentrum des Landerhebung zunächst gelegenen) nach dem distalen Teile schliessen, was mit *De Geers* Ansicht über Binnenseebecken übereinstimmt.

Erklärung der Illustrationen.

Das Titelbild stellt Terrassenbildungen dar aus der Zeit der Maximalausdehnung des Yoldiameeres, des Ancylussees und des Litorinameeres.

Figg. 1, 12 und 13 sind Kartenskizzen über kleinere Gebiete mit schön ausgebildeten Strandlinien an Y. G. und A. G. (Fig. 1) und L. G. (Figg. 12 und 13).

Figg. 2, 4, 6, 7, 8 stellen Ackumulationen dar am oder in der Nähe von Y. G.

Figg. 3 und 5 zeigen einen supramarinen moränen Kieshügel (Fig. 3) und einen ebenfalls supramarinen Blockhaufen (Fig. 5).

Fig. 9 ist eine Kartenskizze über die geologischen Verhältnisse in der Gegend nächst rings Vernitsa, wo die erste vollkommen sichere Grenze der Maximalausdehnung des Litorinameeres in Finland vom Verfasser im Sommer 1893 bestimmt wurde. Auf dieser Stelle liegt an L. G. ein *Ackumulationswall von Strandkies auf Torf.* Fig. 10 zeigt ein Profil durch eine Torfablagerung und den deckenden Strandwall in der typischsten Form desselben.

Figg. 15 und 16 zeigen L. G.-Strandlinien von verschiedener Art. Im einen Fall liegt L. G. am Fuss einer Abrasionsterrasse (Fig. 15), im anderen am Gipfel einer von der Wasserfläche des Finnischen Meerbusens an bis hinauf zu L. G. fortlaufenden Serie von Rollsteinackumulationen (Fig. 16).

Rättelser.

Sid. 6, rad 9 uppifrån står: fyra; läs: fem.
„ 32, står i tabellens sista kolumn, rad 6: c. 42; läs c. 63.
„ „ „ „ „ „ „ 7: c. 40; „ c. 62.
„ „ „ „ „ „ „ 8: c. 44; „ c. 63.
„ 49 „ på raderna 9—10 uppifrån: lokalerna vid Wernitsa och Kottila;
läs: lokalen vid Kottila.
„ 54, rad 5 nedifrån bör efter ordet minst finnas nottecknet [1]).

5°

61°30'

LIBRARY
Leland Stanford, Jr.
UNIVERSITY

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE LA FINLANDE

N:o 6

ÜBER EINE ARCHÄISCHE SEDIMENTFORMATION IM SÜDWESTLICHEN FINLAND

UND IHRE BEDEUTUNG

FÜR DIE ERKLÄRUNG DER ENTSTEHUNGSWEISE DES GRUNDGEBIRGES

VON

J. J. SEDERHOLM

MIT 2 KARTEN, 5 TAFELN UND 97 FIGUREN IM TEXT

HELSINGFORS
Février 1899

J C Branner

ÜBER EINE

ARCHÄISCHE SEDIMENTFORMATION

IM SÜDWESTLICHEN FINLAND

UND IHRE BEDEUTUNG

FÜR DIE ERKLÄRUNG DER ENTSTEHUNGSWEISE

DES GRUNDGEBIRGES

VON

J. J. SEDERHOLM



HELSINGFORS 1897

KUOPIO 1897.
O. W. BACKMANS BUCHDRUCKEREI.

Inhaltverzeichniss.

Seite

„They [many British geologists] were followers of Lyell, and were unwilling to call in the aid of hypothetical causes, if known agencies were sufficient. With Hutton they held that down to the base of the fossiliferous systems there were few or no indications of our nearing a beginning to the present order of things. As followers of Darwin they believed in the gradual evolution of lifetypes; and arguing from the fact that the main groups of the invertebrata were in existence in Cambrian times, they inferred that the condition during which life was possible must have obtained during a pre-Cambrian period far longer than that covered by those post-Cambrian systems already recognised and named. Hence they expected that future research would demonstrate the existence of many Archaean systems, but of the same general characters as those of the post-Archaean rocks, their original characters having been merely locally masked by subsequent metamorphism or alteration.“

Prof. CHARLES LAPWORTH, *Congrès géologique international, Compte rendu de la 4:me Session, Londres 1888. P. 216.*

Einleitung.

»The progress of geology is downward», lautet ein englischer Ausspruch und nirgends hat dieser Satz mehr Geltung, als eben auf dem Gebiete der präcambrischen Geologie.

Während der letzten Zeiten hat unsere Kenntnis derjenigen Sedimentformationen, welche dem Cambrium unmittelbar unterlagern, grosse Fortschritte gemacht. Den nordamerikanischen Geologen, unter ihnen besonders Irving, dem gar zu früh hingeschiedenen Meister der präcambrischen Stratigraphie, und seinem unermüdlichen Mitarbeiter und Nachfolger Van Hise, verdanken wir eine Reihe wichtiger Mitteilungen, welche auf diese Bildungen ein unerwartetes Licht geworfen haben. Diese Arbeiten haben uns mit mächtigen Sedimentformationen von präcambrischem (d. h. prae-Olenellus) Alter bekannt gemacht, von denen einzelne noch fast in horizontaler Lage verharren und völlig klastisch sind (Keweenawan) andere dagegen mehr oder weniger starke Faltungen erlitten haben und in demselben Maasse krystallin umgewandelt worden sind (Upper und Lower Huronian). Auch in den letzteren trat die ursprüngliche Beschaffenheit deutlich genug hervor, um erkennen zu lassen, dass sie einmal als echte Sande, Tone oder anderwärtige klastische Sedimente auf dem Boden eines Meeres abgelagert worden sind.

In Grossbrittannien hat die Forschung zu ähnlichen Ergebnissen geführt, obgleich die präcambrischen Gesteine hier nicht so mannigfach wie in Amerika sind und ihre ursprüngliche Beschaffenheit und ihre Beziehungen zu einander auch teilweise durch paläozoische Faltungen verhüllt worden sind. In Schottland und Irland unterscheidet Sir Archibald Geikie zwei Abteilungen präcambrischer Gesteine, von denen die obere nur klastische Gesteine, hauptsächlich Sandsteine, umfasst.[1]

Auch in Finland und Schweden kennt man an mehreren Orten horizontal liegende Abteilungen völlig klastischer Sedimente, deren prä-

[1] Journal of Geology. 1893. S. 1.

cambrisches Alter sicher oder überaus wahrscheinlich zu Tage tritt. Es giebt dort weiter eine Reihe relativ noch älterer, hauptsächlich aus Quarziten bestehender Sedimentformationen, welche mit den amerikanischen Hurongebilden grosse Analogie zeigen, indem sie wie diese schon in präcambrischer Zeit mehr oder weniger stark gefaltet und krystallin umgewandelt worden sind, dennoch aber deutlich einen ursprünglich klastischen Charakter erkennen lassen.

Die grosse Kluft, welche, wie man früher öfters annahm, zwischen dem Cambrium und dem archäischen Grundgebirge lag, ist somit schon zum Teil ausgefüllt worden. Es kann gegenwärtig als bewiesen angesehen werden, dass während unermesslicher Zeiträume vor der Zeit der s. g. Olenellusfauna die Verhältnisse auf der Erdoberfläche derart waren, dass Sedimente dort durch dieselben langsamen Processe wie später gebildet wurden und dass Organismen da existiren konnten und auch zweifelsohne existirten, obgleich ihre Leichname später bis auf kümmerliche Überreste zerstört worden sind.

Dennoch steht die stratigraphische Forschung hier wieder vor neuen Fragen, oder richtiger vor Fragen, deren Lösung sich jetzt noch dringender wie früher geltend macht. Jetzt ist die Reihenfolge an das ältere, völlig krystallinische Grundgebirge gekommen, welches sowohl in Nordamerika wie in Nordeuropa diesen klastischen oder halbklastischen Sedimentformationen unterlagert. Sind wohl die Bodenconglomerate des Lower Huronians und die mit diesen ihrer geologischen Stellung nach analogen Bildungen von Nordeuropa etwa die ältesten Sedimente, welche auf der erstarrten Erdoberfläche zur Ablagerung gelangten, oder giebt es auch in den unterlagernden krystallinischen Complexen echte Sedimentgesteine, welche ungefähr von demselben Alter wie ihre Granite und Gneissgranite sind? Das ist eine Frage, welche noch ihrer Lösung harrt, und welche nur durch eine eingehende Untersuchung des ältesten Grundgebirges beantwortet werden kann.

Van Hise hat den Versuch gemacht, diese Frage inbezug auf Nordamerika durch eine eingehende Prüfung des jetzt vorliegenden Beobachtungsmateriales zu beantworten.[1] Er neigt der Ansicht zu, dass der prähuronische »Basement Complex» der Gegend von Lake Superior *wahrscheinlich nur cruptive, beziehungsweise plutonische Gesteine umfasse.*

In Schottland war man auch bis vor kurzem der Ansicht, dass der älteste Complex, die s. g. Lewisische Gneissformation, wahrschein-

---

[1] C. R. Van Hise, Archean and Algonkian. Bull. U. S. Geol. Survey N:o 86.

lich rein eruptiver Herkunft war. Dennoch ist es bemerkenswert, dass Sir Archibald Geikie auch hier das Vorkommen von Gesteinen angekündigt hat, deren sedimentäre Entstehung wahrscheinlich erscheint und die dennoch mit der Lewisischen Gneissformation unauflöslich verbunden sind.[1]

Die krystallinischen Complexe des continentalen Europas sind zum Teil von sehr jugendlichem oder auch umstrittenem Alter und die Frage von der Entstehungsweise des archäischen krystallinischen Complexes lässt sich somit hier hauptsächlich aus rein petrologischem Gesichtspunkte behandeln. Die Ansichten der leitenden kontinentalen Petrologen über diesen Gegenstand gehen auch sehr weit auseinander. Unter denjenigen, welche eine Entstehung des ältesten Grundgebirges durch »actuelle Ursachen» für möglich halten, steht Rosenbusch obenan. Wie weit die in der folgenden Arbeit entwickelten Ansichten mit den von ihm vertretenen sowie mit denen Michel Lévys und J. Lehmanns übereinstimmen, wird der Leser leicht selbst finden.

Der krystalline Complex Nord-Europas ist derjenige, welcher dem nordamerikanischen an Grösse am nächsten kommt. Berücksichtigt man nur die genauer untersuchten Teile beider, so dürften diese sogar einander so ziemlich aufwägen. Aber was wichtiger ist, sie zeigen auch in ihrer Zusammensetzung und Gliederung so weitgehende Analogien, dass jedes bei ihrer Untersuchung gewonnene Resultat für die allgemeine Geologie gewissermassen dieselbe Bedeutung hat, falls es hier oder dort erreicht wird.

In diesem nordeuropäischen krystallinen Complex sind nun Gesteine keine Seltenheit, welche, obwohl sie durchaus den Habitus krystallinischer Schiefer besitzen und zweifelsohne integrirende Teile des ältesten Grundgebirges bilden, dennoch alle Anzeichen einer sedimentären Entstehung zeigen.

So sind von schwedischen Geologen conglomeratische Bildungen, welche dem alten Urgebirge angehören, mehrmals geschildert worden. Dr. Törnebohm, der schon im Jahre 1870 echte Urgebirgsconglomerate, sowie Quarzite mit Wellenfurchen und discordanter Schichtung beschrieb[2], zählt in einem neulich erschienenen Aufsatze alle die Angaben

---

[1] Sir Archibald Geikie, Text-book of Geology. S. 704.

[2] Beskrifning till kartbladet N:o 34, Åmål, s. 15.

Vergl. auch G. De Geer, Om ett konglomerat inom urberget vid Vestanå i Skåne. Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 8, S. 30.

auf, die sich auf die in Schweden vorkommenden sicher klastischen Urgebirgsgesteine beziehen.[1]

In Finland kommen ähnliche Gesteine auch an mehreren Orten in unseren Schieferformationen vor, welche ebenso sicher wie die genannten schwedischen Gesteine dem ältesten Grundgebirge angehören, in dem sie mit seinen oft gneissartigen Graniten verwoben sind und auch in dem Streichen und dem überwiegend senkrechten Fallen der Schichten mit den Gesteinen der echten Gneissformationen übereinstimmen. Unter den Gesteinen dieser Schieferformationen kommen Phyllite sowie eigenthümliche grünliche, plagioklas- und amphibolreiche Schiefer am häufigsten vor, es fehlen aber auch keineswegs Bildungen, welche den Conglomeraten jüngerer Formationen überaus ähnlich sind. Allen diesen Gesteinen ist es aber gemeinsam, dass sie durchaus den Habitus echter krystallinischer Schiefer zeigen.

Nirgends sind bis jetzt diese krystallinen mutmaasslichen Sedimentformationen einer eingehenden petrologischen Untersuchung unterworfen worden, obgleich eine solche eben bei dem jetzigen Stadium der Entwickelung der wissenschaftlichen Ansichten und Forschungsmetoden als eine dankbare Aufgabe erscheinen muss.

In den letzten Jahren hatte ich Gelegenheit, mich mit einer solchen archäischen Schieferformation des südwestlichen Finlands eingehend vertraut zu machen. Ich fand bei diesem Studium, dass sich hier eine selten günstige Gelegenheit darbot, um die ursprünglichen Entstehungsbedingungen dieser Schiefer kennen zu lernen und dadurch einen Beitrag zur Lösung der oben aufgestellten Frage zu liefern.

Die Gesteine dieser s. g. tavastländischen Schieferformation, welche die Gegend zu beiden Seiten der Stadt Tammerfors in O.-W. Richtung durchstreicht, sind schon seit älteren Zeiten bekannt gewesen. F. J. Wiik ist jedoch der erste, welcher Teile derselben einer wissenschaftlichen Behandlung unterzogen hat.[2] V. L. Åkerblom hat auch Beobachtungen über einzelne Gegenden mitgeteilt[3], und Hj. Gylling machte hier langjährige Untersuchungen, deren Resultate aber infolge seines unerwarteten Todes niemals an die Öffentlichkeit gelangten.

Während der Jahre 1890—94 wurde die Gegend, welche diese

[1] A. E. Törnebohm, Om användandet af termerna arkeisk och algonkisk på skandinaviska förhållanden. Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 18. S. 285 ff.

[2] F. J. Wiik, Om skifferformationen i Tavastehus län. F. Vet. Soc. Bidrag. 21 h. H:fors 1874.

Id. Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden. Ak. afh. 1876.

[3] V. L. Åkerblom, Bidrag till Tammerforstraktens geognosi. F. Vet. Soc. Bidrag. 20 h.

— veränderu - - -

Formationen durchstreichen, von mir geologisch aufgenommen. Das bei diesen Feldarbeiten gesammelte Material wurde dann während der Wintersemester einer genauen petrologischen Untersuchung unterzogen. In einer früheren Arbeit habe ich auch schon die während der vier ersten Jahre gewonnenen Resultate vorläufig mitgeteilt.[1] In dem Sommer 1895 nahm ich endlich einige vorher von mir nicht genauer studirte Gebiete von neuem auf und durchstreifte nochmals fast die ganze Gegend, deren wichtigste Aufschlüsse ich schon vorher wiederholt besucht hatte.

In der Zukunft hoffe ich die jetzt gegebene Darstellung durch weitere Mitteilungen komplettiren zu können.

Zunächst gilt es nun zu beweisen, dass die Gesteine der betreffenden Schieferformationen, welche jetzt sehr typische krystalline Schiefer sind

1:o ursprünglich echte normale Wasser- und Luftsedimente mit eingelagerten Ergussgesteinen waren und

2:o einem sehr alt präcambrischen Grundgebirgscomplexe gehören, welcher eine ähnliche Stellung einnimmt, wie das archäische (prähuronische) Grundgebirge von Nordamerika.

Übersicht der Verbreitung der hier geschilderten Schiefer.

Wie aus den Karten ersichtlich, bilden die Schiefergebiete der Gegend von Tammerfors eine Anzahl langgezogener Zonen, welche, zuweilen unterbrochen, sich in einer zum Teil doppelten Kette von dem Ufer des grossen Päijänne-Sees bis an die Nähe des Bottnischen Meerbusens erstrecken.

Von diesen Zonen zieht sich die längste und in allen Beziehungen bedeutendste vom Päijänne bis zur Gegend westlich vom Näsijärvi-See, wo sie schroff abbricht. Sie mag hier das *Tammerfors-Päijännegebiet,* kurzweg auch Tammerfors-gebiet, genannt werden.

Kleinere Gebiete findet man in der Gegend der Kirche Viljakkala *(Viljakkala-gebiet),* am Südende und bei Heittola am Nordende des Kyrösjärvi-Sees *(Heittola-gebiet).*

---

[1] Om bärggrunden i Södra Finland. Fennia 8, N:o 3. 1893. Wie aus dem folgenden hervorgeht, habe ich die in dieser Arbeit ausgesprochenen Ansichten in mehreren Einzelheiten verändern müssen.

Ein langgezogenes, mit mehreren verzweigten Ausläufern versehenes Gebiet findet man wieder in Kankaanpää *(Kankaanpää-gebiet)*.

Vom südlichen Kankaanpää zieht sich nach Süden eine Kette ähnlicher langgezogener Schieferzonen. Die erste, welche sich von dem genannten Kirchspiel in das Kirchspiel Lavia erstreckt, mag hier das *Nord-Laviagebiet* genannt werden. Es hat eine Forsetzung in dem *Suodeniemigebiet,* welches sich von der Kirche Lavia bis zur Gegend S. vom See Mouhijärvi erstreckt.

Endlich trifft man in Suoniemi ein Schiefergebiet an *(Suoniemigebiet)*, welches ein Verbindungsglied zwischen dem letztgenannten und dem grossen Tammerforsgebiet bildet. Von diesem erstreckt sich im S.W. ein eckenartig hervorspringender Ausläufer ihm entgegen.

Endlich kommen ähnliche Schiefer auch nördlich von den Kirchen Orivesi und Längelmäki sowie in der Gegend der Kirche Jämsä vor, welche von dem hier herrschenden Granit allseitig umgeben werden und die ihrer Beschaffenheit nach von den in den übrigen Gebieten vorkommenden etwas verschieden sind.

Übrigens zeigen die Gesteine aller dieser Schieferzonen sowohl was den allgemeinen petrologischen Charakter angeht, wie bis in ihre feinsten Einzelheiten grosse Übereinstimmnng. Dieselben oft sehr charakteristischen Gesteinsvarietäten kommen in allen den verschiedenen Gebieten vor.

Die grösste Verbreitung besitzen dunkelgraue, biotitreiche, ausgeprägt schieferige *Phyllite,* welche oft einen deutlich geschichteten Bau zeigen und zuweilen noch einem Tonschiefer nahe stehen. Öfter gehen sie jedoch durch Gröberwerden des Kornes in *Glimmerschiefer* über, die aber meistens ziemlich feinkörnig sind. Nicht selten enthalten sie reichlich Feldspat und können dann sogar *gneissähnliche Glimmerschiefer* genannt werden.

Zusammen mit den Phylliten, zum Teil aber auch ihrem Auftreten nach von ihnen getrennt, kommen feinkörnige, hellrötliche oder weissliche Gesteine vor, welche reichlich Feldspat- und Quarzkörner, spärlicher aber Glimmer und zwar vorwiegend Muscovit enthalten. In anstehendem Gesteine oder in grösseren Stücken erinnern sie oft sehr an einen Sandstein, weshalb ich sie früher als »Sandsteinschiefer» bezeichnet habe. Da nun aber die Mehrzahl dieser Gesteine in Handstücken den klastischen Charakter nicht eben zo deutlich zeigen, sondern im Gegenteil sehr typische krystallinische Schiefer darstellen, wäre es besser, sie mit einem anderen Namen zu bezeichnen, welcher keine teoretische Annahme über ihre Herkunft enthält.

Die betreffenden Schiefer sind den schwedischen Gesteinen recht ähnlich, welche Törnebohm Granulite nennt, stehen aber doch den typischen Granuliten Sachsens ferner als diese schwedischen Gesteine. Da nun dazu kommt, dass der Name Granulit von Brögger nach dem Vorgange Lehmanns ausschliesslich für dynamometamorphosirte granitische Eruptivgesteine gebraucht wird, in Frankreich aber als Bezeichnung für gewisse feinkörnige Granite gilt, so könnte seine Anwendung als Bezeichnung für die betreffenden finländischen Gesteine, welche unzweifelhaft sedimentär sind, leicht Verwirrung anstiften.

Auch der Name Hälleflintgneiss, welcher bei der geologischen Landesaufnahme Schwedens mit Vorliebe als Sammelname für alle feldspatreichen feinkörnigen Schiefer angewandt wird, scheint mir hier nicht zweckmässig und auch an und für sich wenig befriedigend. Kurz und meiner Ansicht nach viele Vorteile darbietend wäre der Name *Hälleschiefer* (hälleskiffer), durch welchen sowohl die Mineralbeschaffenheit wie die Struktur wenigstens angedeutet würden. Leider hat aber Hisinger anfangs dieses Jahrhunderts diesen Namen für das Gestein angewandt, welches später Urtonschiefer oder Phyllit genannt wurde, und die Anwendung dieses alten Namens ist von Nathorst wieder in Erinnerung gebracht worden.

Aus Mangel an anderen Namen werde ich hier die betreffenden Schiefer mit dem von Hummel eingeführten Namen *Leptit* bezeichnen [1] (aus λεπτός fein, woraus auch der französische Name leptynite gebildet worden ist), welcher kurz ist und einen guten Klang besitzt. Mit diesem Namen werden somit hier feinkörnige, feldspatreiche, meistens helle Schiefer sedimentärer Herkunft bezeichnet. Bei zunehmendem Glimmergehalt gehen sie in Phyllite, bei wachsendem Quarzgehalt in Quarzite über. Feinerwerden des Kornes nähert sie den s. g. sedimentären Hälleflinten, welche in Schweden sehr verbreitet sind.

Ausserdem giebt es hier auch *Hornblendeschiefer* und Glimmerschiefer, welche ihrer Beschaffenheit und ihrem Auftreten nach den Leptiten nahe zu stehen scheinen.

Andere hornblendereiche Schiefer treten aber in Verbindung mit unzweifelhaften *Ergussgesteinen*, besonders *Uralitporphyriten* auf, und sind als ihre *Tuffe* anzusehen. Der Hornblendegemengteil dürfte in ihnen meistens Uralit sein, der auch zuweilen in Gestaalt ausgebildeter Krystalle auftritt. Diese Gesteine verhalten sich zu den Porphyriten

---

[1] D. Hummel, Om Sveriges lagrade urberg, jemförda med sydvestra Europas. Bihang Sv. Vet. Akad. Handl. 1875. S. G. U. Afh. o. upps. N:o 15.

etwa derart, wie die Porphyroide zu den Quarzporphyren, und ich will sie daher *Porphyritoide* nennen. Ausser den typischen Porphyritoiden mit makroskopisch hervortretenden Uralit- oder Plagioklaskrystallen giebt es auch solche, die mit dem blossem Auge gesehen mehr den oben erwähnten Hornblendeschiefern ähneln. Einzelne von ihnen bestehen fast nur aus an einander gereihten Hornblendekörnern, in anderen treten wieder Bündel oder Kerben von Strahlstein auf. Da nun aber auch diese Varietäten sowohl geologisch wie in ihrem mikroskopischen Bestande mit den oben erwähnten Porphyritoiden auf das innigste verbunden sind, will ich sie mit diesen unter demselben Namen vereinigen.

Eine den Uralitporphyriten ähnliche Rolle spielen die *Porphyrite* mit hellrötlicher oder bräunlicher Grundmasse, die man hier und da in ganz kleinen Massen zwischen denselben dunklen Porphyritoiden eingeschaltet findet.

In allen den verschiedenen Gebieten treten endlich Gesteine auf, die man schon beim ersten Blick als *Conglomeratschiefer*, d. h. als Conglomerate mit krystallinisch-schieferigem Bindemittel, anerkennen muss.

Ausser diesen Haupttypen der in den betreffenden Gebieten vorkommenden Schiefer, findet man auch an den Grenzen gegen den sie durchdringenden Granit, andere stärker umgewandelte Gesteine, welche z. T. als *Gneisse (Adergneisse)* bezeichnet werden können, z. T. eine *dioritähnliche* Beschaffenheit zeigen, während wieder an anderen Orten an der Contactgrenze feldspatreiche Felsitschiefer auftreten.

Sind nun die verschiedenen Schiefergebiete schon durch den sehr gleichartigen petrologischen Charakter der in ihnen vorkommenden Gesteine, sowie durch ihre Nähe recht eng mit einander verbunden, so zeigt sich ihre genetische Einheit noch deutlicher durch ihre geotektonischen Verhältnisse.

Auf allen diesen Stellen stehen die Schichten fast durchweg *vertikal.* Abweichungen von dem Vertikalplane, die über 10° betragen, trifft man nur relativ selten. Nach den gewöhnlichen stratigraphischen Metoden können sie somit nicht von den umgebenden älteren krystallinischen Schiefergesteinen, deren Schichten ebenfalls senkrecht stehen, getrennt werden.

Wie aus den Karten hervorgeht, ist es für die Mehrzahl jener Schieferzonen gemeinsam, dass sie an den Grenzen zwischen einem grossen Gebiet von Granit und einem im Süden von demselben liegenden Complex liegen, in welchem *gneissartige Granite* und *Glimmergneisse* vorherrschen, aber auch stellenweise echte Schiefer (besonders *Glimmer-*

schiefer) vorkommen. Dieses Verhältnis ist jedoch nicht streng schematisch aufzufassen; an mehreren Stellen werden die Tammerforsschiefer auch an beiden Seiten von den Gesteinen der Gneissformation oder von dem Granit umgeben, und dieser schiebt sich auch oft zwischen die Fugen der Schiefer oder an deren südlichen Grenze hinein.

Überall zeigt es sich aber übereinstimmend, dass die betreffenden Schiefer von denjenigen Graniten, welche das grosse Gebiet bilden, gangförmig durchsetzt werden, während sie dagegen an der Berührung mit den Gesteinen der Gneissformation, auch der darin vorkommenden Granite, immer solche Contaktverhältnisse zeigen, dass aus ihnen deutlich wird, dass sie jünger als diese ganze Gneissformation sind, welche einst ihr Liegendes bildete.

Da nun somit diese Schiefer, wie wir im weiteren ausführlicher begründen werden, ihrem Alter nach zwischen den älteren nnd jüngeren archäischen Graniten der Gegend liegen und wir hier keinen anderen Grund für die Zerlegung der hier vorkommenden Sedimentreihen in grössere Abteilungen besitzen, so sind sie wenigstens in dieser Beziehung als derselben geologischen Abteilung gehörig anzusehen.

Im einzelnen lässt sich aber eine Einteilung der jüngeren Abteilung, wie wir im folgenden finden werden, noch viel weiter durchführen. Wir werden jetzt zur petrologischen Beschreibung der verschiedenen in den Schiefergebieten vorkommenden Gesteine übergehen, und werden sie dabei in der Reihenfolge schildern, in welcher sie geeignet sind, auf die anfangs aufgestellte Frage Licht zu werfen. Ich beginne daher mit den conglomeratischen Bildungen.

Die Conglomeratschiefer.

Es dürften wohl nirgends in den bis jetzt beschriebenen Formationen krystallinischer Schiefer conglomeratische Bildungen in solcher Fülle und Mannigfaltigkeit vorkommen, wie unter den Schiefern der Tammerfors-Gegenden. Hier sind sie wieder eben in der Nähe der Stadt zu beiden Seiten des Sees Näsijärvi am schönsten entwickelt. Ich lege daher die dort vorkommenden Gesteine meiner Darstellung zu Grunde.

Die Conglomeratschiefer der Tammerfors-Gegend.

Beobachtungen im Felde.

Die erste Stelle, wo ich diese conglomeratischen Gesteine, welche im Jahre 1890 von mir entdeckt wurden [1], kennen lernte und wo sie in der Tat sehr schön zu beobachten sind, liegt 3 Kilometer im N. von der Kirche Ylöjärvi an der Nordseite des kleinen Sees *Veittijärvi.* Die Kartenskizze in Fig. 1 zeigt die Situation der hier vorkommenden kleinen Felsen, welche ihrer Hauptmasse nach aus dunklem Phyllit bestehen, welcher stellenweise von hornblendeführenden oder porphyroidischen Varietäten vertreten wird. Durch die verschiedenen kleinen Felsen geht in W.N.W.-Richtung eine geröllefuhrende Zone, welche eine Breite von etwa 60 m besitzt. (Vergl. die Karte Fig. 3).

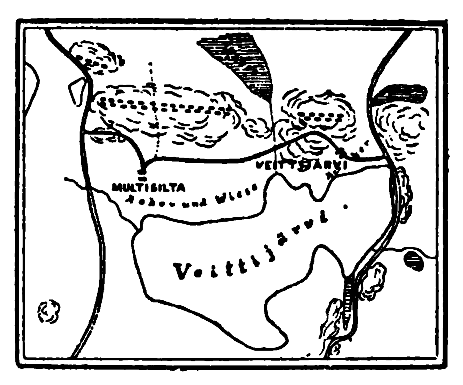


Fig. 1.
Die Conglomeratlager von Veittijärvi in Ylöjärvi.

Die besten Aufschlüsse findet man, wenn man einem kleinen Fusspfad folgt, der vom Bauernhofe *Multisilta* nordwärts über die Anhöhe führt. Wenn man schon nahe an dem nördlichen Abhang ist, sieht man an der rechten Seite einige niedrige Felsen, welche zum grossen Teil von jeder Flechtenbedeckung entblösst liegen. Besonders in einem gegen Norden liegenden kleinen Felsen, welcher hinter dem von dem Pfade sichtbaren liegt, lässt sich das Aussehen des Gesteins ausserordentlich gut beobachten. Das von den Atmosphärilien nur schwach angegriffene Gestein zeigt eine grünlich schwarze Hauptmasse, aus welcher die meisten Gerölle sich als ovale, scharf begrenzte weissliche Flecke abheben. Siehe Fig. 2, welches eine Partie abbildet, die auf dem höchsten Teil des Felsens zu sehen ist. In dem erwähnten, auf dem nördlichen Abhang liegenden kleinen Felsen ist die Wechsellagerung zwischen geröllefuhrenden Zonen und solchen, die allein aus dunklem Hornblendeschiefer bestehen, sehr schön zu beobachten (Vergl. Tafel III in meinem Aufsatze in Fennia 8, N:o 3 [2]).

---

[1] Hj. Gylling hat sie jedoch zweifelsohne bei seinen Forschungen in demselben Gebiet schon früher kennen gelernt, obgleich er nichts darüber veröffentlicht hat.

[2] Dieses Bild ist bei der Reproduktion umgekehrt worden.

Aus diesem Felsen und zwar aus dem obersten Teil der Anhöhe stammt ein guter Teil der Gerölle, die ich eingesammelt habe.



Fig. 2.
Oberfläche eines Conglomeratschieferfelsens bei Veittijärvi.
$^1/_5$ der nat. Gr.

Da das Gestein an der Oberfläche durch die Einwirkung der Atmosphärilien etwas aufgelockert ist, gelingt es leicht, die Gerölle daraus loszulösen.

Etwas weiter N.W. von dieser Stelle trifft man in einem dicht an der Landstrasse liegenden kleinen Felsen (b auf der Karte im Fig. 1) ein anderes Conglomeratlager von unbekannter Breite, welches dem vorigen parallel läuft.

Eine Fortsetzung des Conglomeratlagers von Veittijärvi kann man noch im Walde 3 Kilometer W.N.W. von diesen Stellen finden. Hier sind die Gerölle stark ausgewalzt und die Breite des Lagers wahrscheinlich durch Pressung vermindert worden.

Im O. vom Veittijärvi habe ich dagegen eine Fortsetzung der geröllführenden Zone an der Westseite des Näsijärvi trotz wiederholten Suchens nicht finden können.

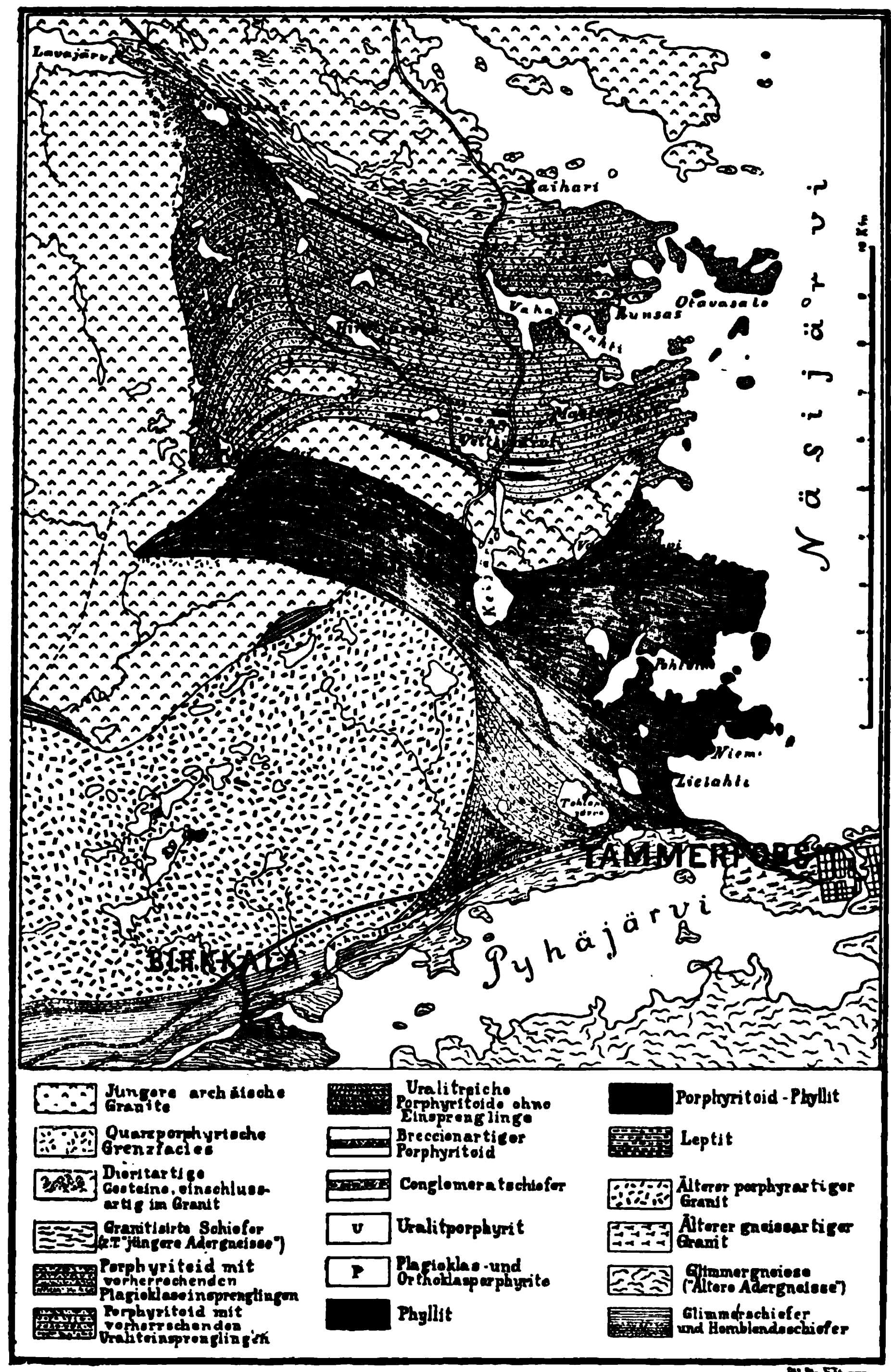


Fig. 3. Geologische Karte der Gegend W. vom Näsijärvi.

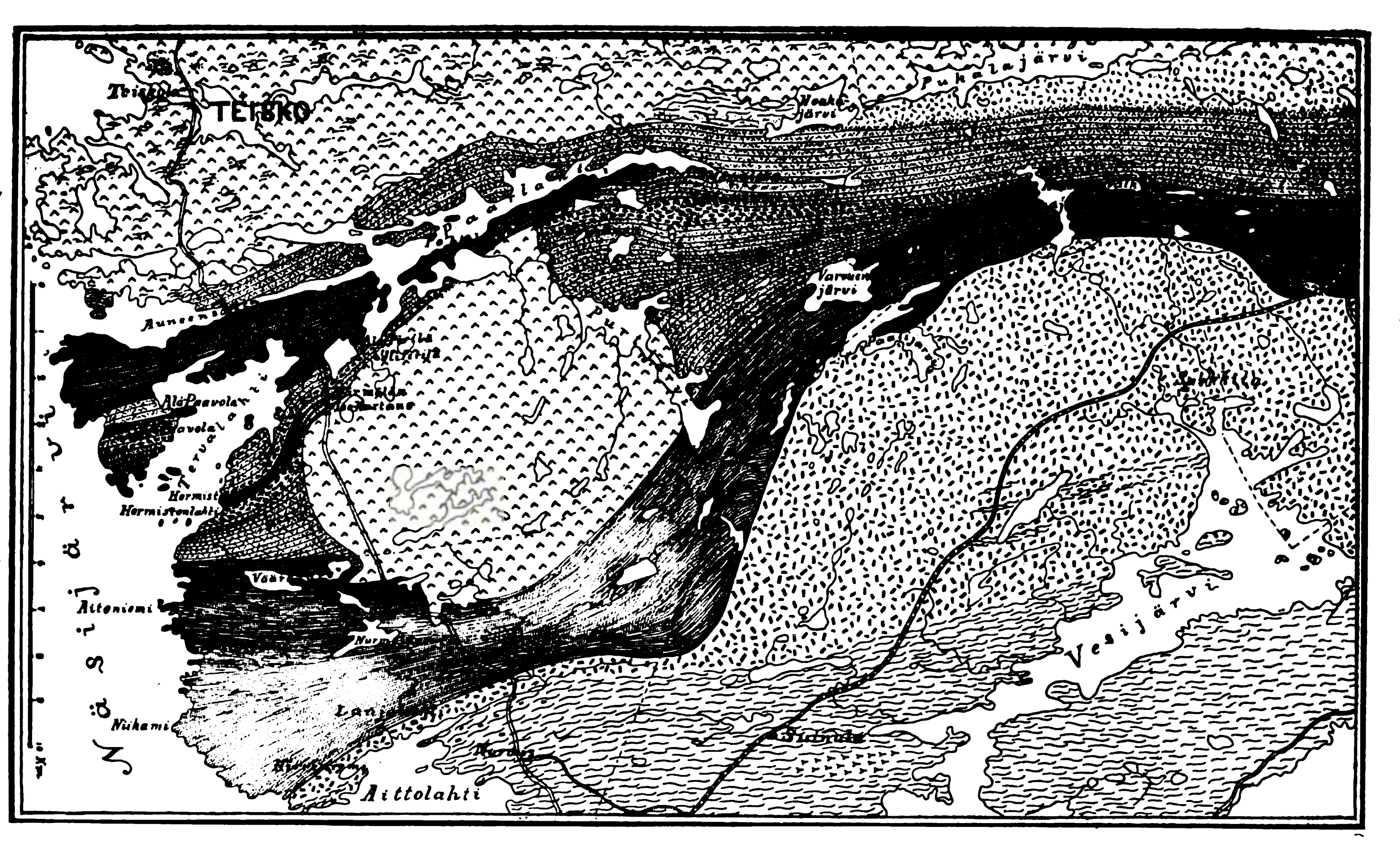


Fig. 4. Geologische Karte der Gegend O. vom Näsijärvi (Erklärung der Zeichen auf der vorhergehenden Seite).

An der Ostseite dieses Sees trifft man dagegen auf vielen Stellen solche Conglomeratlager an, welche sich hier fast noch besser wie am Veittijärvi beobachten lassen.

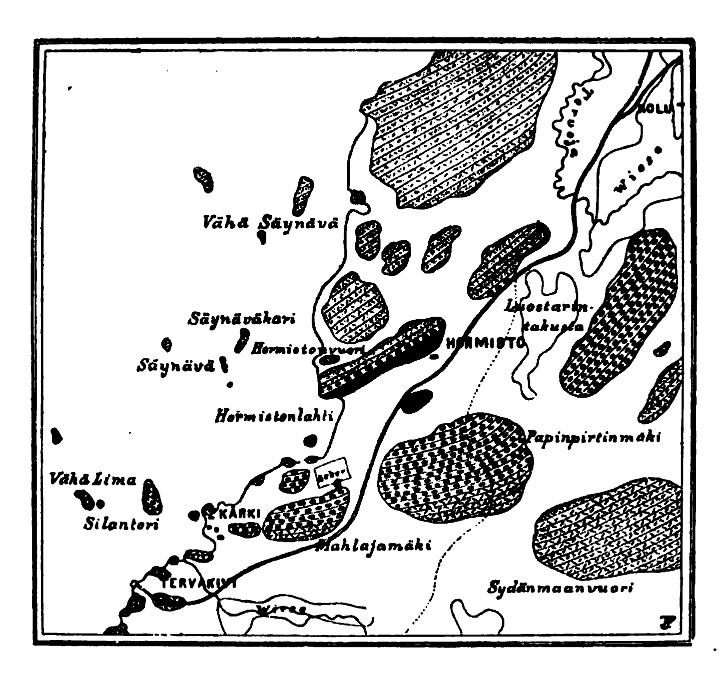


Fig. 5.
Kartenskizze der Gegend von Hormisto in Teisko. Maassstab = 1 : 30,000.

In der Nähe des kleinen Busens *Hormistonlahti* in Teisko liegen die besten Aufschlüsse dieses Gesteins, und wohl überhaupt einige der merkwürdigsten Localitäten in der ganzen Welt für diejenigen, welche sich für das Studium der ältesten krystallinischen Schiefer interessiren.

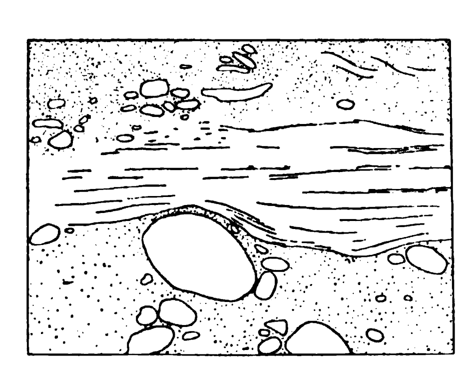


Fig. 6.
Conglomeratschiefer mit Einlagerung von Hornblendeschiefer. Insel Vähä-Lima in Teisko. Maassstab = 1 : 15.

Will man gleich das schönste sehen, das hier geboten wird, so fährt man mit einem Boot nach der kleinen Insel Vähä-Lima, welche vollständig von Conglomeratschiefer, in Wechsellagerung mit einem grünschwarzen, hornblendereichen Schiefer besteht.

Tafel I zeigt das Aussehen eines moutonnirten Felsens am Nordufer der Insel, worin die Wechsellagerung zwischen den Schichten, welche die schön gerundeten Gerölle enthalten, und dem durchaus krystallinischen Schiefer sehr deutlich zu sehen ist. Einige Gerölle liegen auch ganz vereinzelt in dem Schiefer, von dessen dunkler Masse auf jeder Seite umgeben. Fig. 6 zeigt eine andere Partie eines niedrigen, flachen Felsens an der Westseite der Insel, worin man eine Einlagerung von schwarzem hornblendereichen Schiefer sieht, dessen Schichtung durch dunklere Streifen deutlich hervorgehoben ist. An der Grenze zwischen dem geröllführenden Teil und dieser Zwischenschicht liegt ein Geröll, um welches sich die dunklen Streifen in der Nähe desselben schonend herumbiegen, während dagegen ihre Richtung entfernter davon ganz geradlinig verläuft. Man bekommt deutlich den Eindruck, dass das Geröll ursprünglich auf dem Boden des Meeres lag, in welchem später das Sediment abgelagert wurde, welches die zwischenlagernde Schicht bildet. Die Schichtung in derselben musste dann im Anfang noch einen Einfluss von der Unebenheit der Unterlage zeigen, bis diese Unebenheit durch weiteren Sedimentabsatz allmälich ausgeglichen wurde.

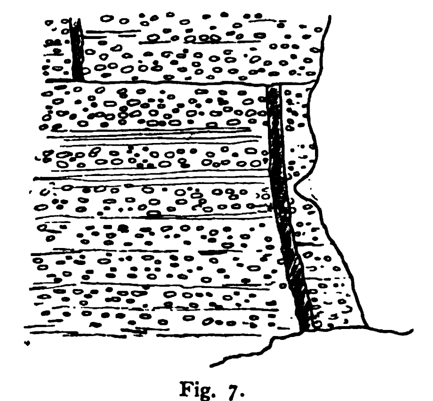


Fig. 7.
Verworfener Gang in Conglomeratschiefer von Vähä-Lima in Teisko. Maassstab der Planzeichnung = 1 : 80.

In einem Felsen, welcher die nordöstlichste Spitze der Insel bildet, wird der Conglomeratschiefer von einem Gange durchschnitten, welcher von demselben Gestein erfüllt wird, das mit den Conglomeratschichten wechsellagert. Da die Conglomeratschichten an den beiden Seiten des Ganges nicht einander entsprechen, muss bei dem Aufreissen des Ganges eine Verwerfung stattgefunden haben. Später ist der ganze Gang nochmals parallel der Streichrichtung verworfen worden. (Vergl. Fig. 7). Da die Gangmasse auch offenbar sedimentärer Herkunft ist, muss man annehmen, dass die Bildung der Gangspalte in einem Zeitraume geschah, während dessen noch die Ablagerung der betreffenden Sedimentformation fortdauerte. Dass aber das Conglomerat schon damals zu einem festen Gestein verhärtet war, geht daraus hervor, dass die Gerölle von der Gangspalte scharf durchschnitten werden (Vergl. Fig. 8).

Am Ufer des Sees, wo die Wellen das Gestein angegriffen haben, kann man besonders an der Südspitze der Insel leicht Gerölle einsammeln, welche von dem Wellenschlag aus dem Gestein mehr oder weniger vollständig losgelöst worden sind. Unter den Geröllen, welche eine sehr mannigfaltige Beschaffenheit zeigen, sind solche, die aus einem Granit oder Syenit bestehen, häufig vorhanden.



Fig. 8.
Conglomeratschiefer, von einer Gangbildung durchsetzt. Horizontaler Fels an der Insel Vähä-Lima in Teisko. Maassstab = 1 : 10.

Ähnliche Verhältnisse wie Vähä-Lima bietet die im Osten davon liegende Insel Silanteri.

Dasselbe Conglomeratlager setzt sich an der Südseite des Busens *Hormistonlahti*, von der Landspitze *Kärki* anfangend, in östlicher Richtung fort. Bei Kärki, wo die Nordgrenze des Lagers sich nicht sicher bestimmen lässt, hat dasselbe wenigstens eine Breite von 120 m.

Etwas mehr im Osten (siehe die Karte Fig. 5) findet man es im Felsen *Mahlajamäki* noch 160 m südlich von dem Ufer des Hormistonlahti und im S.O. von diesem Busen misst das Conglomeratlager im Felsen *Papinpirtinmäki* ungefär 300 m.

Von dort setzt sich das Conglomeratlager in nordöstlicher Richtung fort, und misst im Felsen *Luostarintakusta* oder *Puurokulmanmäki* wenigstens 250 m. Im N.O. von diesem Felsen tritt in der Fortsetzung derselben Linie ein massiger *Granit* auf, dessen Grenze das Conglomeratlager scharf abschneidet. (Siehe die Karte Fig. 4).

Wer wegen ungünstigen Wetters die Insel Vähä-Lima und Silanteri nicht besuchen kann, findet am Südufer des Hormistonlahti fast eben so gute Aufschlüsse von diesem Conglomeratlager.

Besonders bei niedrigem Wasserstande kann man in den flachen Uferfelsen die Beschaffenheit der Gerölle und die Wechsellagerung von

Conglomerat und hornblendereichem Schiefer sehr gut studiren. Die Gerölle stehen grösstenteils in Hautrelief aus den Felsen hervor und zeigen eine äusserst mannigfaltige Beschaffenheit. Von granitartigen Gesteinen kommen wenigstens zwei verschiedene Abarten vor, die eine mittelkörnig, völlig massig, die andere recht grobkörnig. Ein Geröll, das aus diesem grobkörnigen »Granit» oder vielleicht richtiger gesagt Syenit bestand, ist von einer schmalen gangartigen Bildung durchsetzt, welche von einem feinkörnigen, grauen Gestein besteht. Dieser Gang wird von den äusseren Grenzen des Gesteins quer abgeschnitten (Siehe Fig. 9). Neben den Graniten (Syeniten) findet man zahlreiche Gerölle, die aus äusserst mannigfaltigen porphyritischen oder »porphyritoidischen» Gesteinen, sowie solche, die aus Phyllit bestehen. Es sind ganz dieselben Gerölle, die man auch beim Veittijärvi, auf Vähä-Lima und Silanteri, sowie in der östlichen Fortsetzung desselben Conglomeratlagers beobachtet, die aber auf diesen verschiedenen Stellen in sehr wechselnder Menge vorkommen.

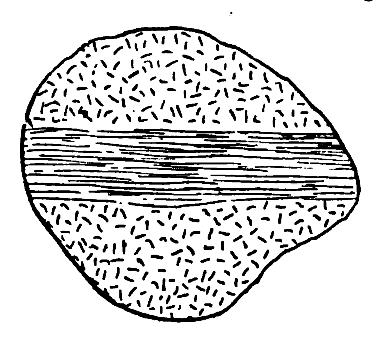


Fig. 9.
Geröll von Syenit, der von einer Gangbildung durchsetzt wird. Hormistonlahti in Teisko. Maasstab ungefähr 1 : 3.

Während in den meisten Felsen am Hormistonlahti die mittelgrossen Gerölle vorherrschen, giebt es hier auch solche, in welchen sie vorwiegend ganz klein sind. Einen solchen Fels findet man z. B. an dem Südufer des innersten Teils von Hormistonlahti. Die Tafel II zeigt eine Partie dieses Felsens, welche ungefähr 23 dm^2 misst und worin man dennoch wenigstens 250 Gerölle unterscheiden kann. Hier kommen solche, die aus Phyllit bestehen, besonders reichlich vor, und treten meistens in kleinen eckigen oder an den Kanten gerundeten Stückchen auf. Bei der Betrachtung der Tafel muss man sich erinnern, dass einige Gerölle von der während der Eiszeit entstandenen Schliffläche durchschnitten werden, welche die Oberfläche des Felsens bildet, während dagegen andere durch die Einwirkung der Atmosphärilien daraus »auspräparirt» worden sind, so dass man ihre Rundung beobachten kann. Welcher Geologe würde nicht bei dem ersten Blick dieses Gestein als ein sehr polygniktes Conglomerat erkennen! Und dennoch zeigt das Cäment in demselben auch hier durchaus die Beschaffenheit eines typischen krystallinischen Schie-

fers, und die Schichten besitzen die für die meisten archäischen Schiefer Finlands charakteristische senkrechte Lage.

Wenn man von Kärki mit dem Boot längs dem Ufer des Näsijärvi nach Süden fährt, beobachtet man am Ufer unterhalb der kleinen Villa Tervakivi nahe an einander zwei ganz schmale senkrecht stehende Conglomeratlager, welche in dem hier herrschenden porphyritoidischen Schiefer eingebettet liegen. In dem Felsen, worauf das erwähnte Häuschen steht, sieht man ihre Fortsetzung als ein c. 2 m mächtiges Lager. Im Walde S.W. von Sydänmaanvuori habe ich ein ähnliches schmales Lager gesehen, welches vielleicht eine Fortsetzung der eben genannten sein dürfte.

An der Nordseite der grossen Conglomeratzone trifft man auf einer Entfernung von c. 240 m ein mächtigeres Lager an, welches in einem niedrigen Uferfelsen am innersten Teil von Hormistonlahti zum Vorschein kommt und hier eine Mächtigkeit von ungefähr 20 m hat. Es erstreckt sich von dem Ufer in östlicher Richtung durch den Felsen *Hormistonvuori* im Norden von Hormisto weiter. Dann kommt es in den Felsen, welche am Wege zwischen Hormisto und Värmälä liegen, stellenweise zum Vorschein. Im Westen von *Tervojansuu* findet man dieselbe geröllführende Zone, hier aus mehreren ganz schmalen Schichten gebildet. Die Gerölle sind auch hier sehr mannigfaltig, das Cäment ist aber hier nicht dunkler hornblendereicher Schiefer, sondern ein Porphyritoid mit wohl ausgebildeten Uralitkrystallen und hellgrüner Hauptmasse.

Durch den Felsen Lautakatuvuori im W. von *Wärmälän Isokartano* kann man demselben Conglomeratlager weiter folgen. Dann durchquert es den Felsen, welches im Süden des Sees Valkeajärvi liegt, und wird bei der Mühle von *Ala-Pirilä* von einem gesprengten Kanal durchsnitten. Hier kann man sich ganz frische Handstücke einsammeln und findet dann, dass die Gerölle hier nicht wie in den von den Atmosphärilien angegriffenen Felsen durch Hammerschläge aus dem Gestein losgelöst werden können, sondern im Gegenteil das fest cämentirte Gestein sich wie eine einheitliche Masse verhält. Es besitzt an allen diesen Stellen ungefähr dieselbe Mächtigheit von c. 20 m.

Weiter gegen Nord-Osten findet man in der Nähe des Dorfes *Pohtola* zwei schmale Lager eines stark ausgepressten Conglomerates, die vielleicht eine weitere Fortsetzung dieser Zone bilden. Dasselbe gilt vielleicht auch das ungefähr 2 m breite Conglomeratlager, welches man am Ufer unterhalb *Männistö* am Boothaus und an der Dampferbrücke beobachtet. Noch im Osten von diesem Ort habe ich an einigen Stel-

len ähnliche, schmale, geröllführende Zonen gesehen. Wegen der Schwierigkeit der Orientirung gelang es mir aber damals nicht bestimmt zu entscheiden, ob sie zu dieser oder der südlich davon liegenden Zone gehörten.

Im Süden von dem langen Busen *Paarlahti*, dessen Südufer entlang das zuletzt beschriebene Conglomeratlager folgt, trifft man nämlich auf einer Entfernung von c. 250 m von diesem ein anderes damit paralleles, welches die Fortsetzung des grossen Lagers von Hormistonlahti bilden dürfte.

Diese südlichere Zone beginnt an der N.O.-Spitze des Granitgebietes, von dessen Westgrenze das Hormisto-Luostarintakusta-Lager unterbrochen wurde. In der Nähe des Bauernhauses *Heinänen* hat es eine Mächtigkeit von wenigstens 60 m; die Nordgrenze wurde nicht erreicht. Hier sind die Gerölle stark ausgepresst worden. Etwas mehr im Osten hat das Conglomeratlager eine Mächtigkeit von c. 100 m. Die Gerölle sind hier ganz klein, einzelne *unter Erbsengrösse*, und von sehr mannigfaltiger Beschaffenheit. Von dem hier vorkommenden Gestein habe ich mehrere Dünnschliffe ausführen lassen, auf welche sich die im folgenden mitzuteilenden Angaben beziehen.

Von dieser Stelle lässt sich das grosse Conglomeratlager weiter nach Westen verfolgen. Bei der Hütte *Kaakko* sind die Gerölle stark ausgepresst worden. Im Felsen, worauf das Dorf *Viitaniemi* liegt, erreicht es eine Mächtigkeit von wenigstens 100—150 m und enthält Zwischenlagerungen von hornblendereichem Schiefer. Im Osten von dieser Stelle findet man Felsen von Conglomerat längs einer Linie, welche senkrecht gegen die Streichrichtung des Lagers geht, auf einer Entfernung von *500—600* m von einander. Diese Zahl dürfte jedenfalls die Maximalmächtigkeit des Conglomeratlagers angeben. Ob sie hier ursprünglich ist, oder nicht vielmehr durch stattgefundene frühzeitige Verwerfungen oder auch durch Faltungsvorgänge verursacht worden ist, vermag ich nicht zu entscheiden. Es muss aber betont werden, dass Verwerfungen der geröllführenden Zone, wenigstens solche, deren Sprunghöhe gross genug ist, um sich in verändertem Streichen zu zeigen, übrigens merkwürdig selten zu sein scheinen.

Der Fels *Palovuori*, welcher sich im S.O. von Viitapohja bis zu c. 75 m. über den Näsijärvi erhebt, besteht überall von Conglomeratschiefer.

Dann findet man in der Wildnis, welche östlich von diesen Stellen liegt, noch eine Fortsetzung desselben Lagers längs einer Strecke von c. 8 Kilometer. In der Nähe von *Tervoja* habe ich dasselbe überschritten.

Weiter fand ich es bei *Kutemajärvi* in Orivesi und verfolgte es von dort nach Westen hin mehrere Kilometer, so dass der unmittelbare Zusammenhang mit dem früher gefundenen Lager unzweifelhaft erschien. Hier war die Mächtigkeit wieder auf c. 20 m. vermindert, und das Gestein war stellenweise stark ausgepresst. Im Osten von Kutema folgte ich dem Conglomeratlager bis zur Gegend N. vom See *Valkiajärvi* in Orivesi, wo ich wegen der Undurchdringlichkeit des Waldes seine Spur verlor. Von dieser Stelle bis zum östlichen Näsijärviufer gerechnet, hat die geröllefürende Zone eine Länge von nahezu 30 km, und wenn das Conglomerat von Veittijärvi zu derselben Zone gehört, würde ihre Länge 40 km betragen. Vielleicht könnte man bei wiederholtem Suchen noch eine östlichere Fortsetzung desselben Lagers finden.

Ganz unbedeutende, meistens nur einige Decimeter breite conglomeratartige Einlagerungen im Schiefer habe ich noch im Osten von dieser Stelle gefunden. So z. B. an der Eisenbahn nahe an der Südgrenze des Schiefers in Orivesi und am Ufer des Längelmävesi in demselben Kirchspiel, W. von Västilä am Ostufer des Längelmävesi und bei Lieveslahti in Längelmäki, wo der glimmerschieferartige Phyllit linsenartig ausgepresste hellere Einschlüsse enthält, sowie endlich in der Nähe der Kirche Orivesi, wo die *einschlussartig im Granit vorkommenden Schieferflatschen* noch deutlich erkennbare Gerölle enthalten.

Kehren wir nun zum Näsijärvi zurück, so finden wir am Ostufer dieses Sees noch eine *dritte* geröllefürende Zone, welche die Landzunge durchstreicht, auf welcher die Bauernhöfe *Ala-* und *Yli-Paavola* liegen.

In den niedrigen Uferfelsen, welche im N.W. der Wiese liegen, welche *Kumminniitty* genannt wird, ist dieselbe wunderschön zu sehen. Da die Wellen das weniger widerstandsfähige Cäment stark angegriffen haben, liegen die meisten Gerölle, von denen einzelne sehr gross sind, zur Hälfte, einige fast vollständig aus der Masse losgelöst, so dass man ihre Formen ausgezeichnet studiren kann.

Dieses Lager zeigt sowohl was die Zusammensetzung als die Mächtigkeit angeht eine grosse Ähnlichkeit mit dem nördlicheren Conglomeratlager von Hormistonlahti. Auch darin zeigt sich eine Übereinstimmung, dass an der Südseite zuerst hornblendereicher Schiefer, dann ein fast dichter Phyllit mit scharfeckig begrenzten Einschlüssen eines ähnlichen Schiefers, auftritt.

Da jedoch das Conglomeratlager von Paavola einzeln vorkommt, und die umgebenden Gesteine übrigens nicht dieselben sind und in der-

selben Ordnung auf einander folgen wie bei Hormisto, so erscheint es mehr berechtigt anzunehmen dass sie verschiedenen Niveaus angehören, als das Gegenteil.

Ehe ich nun die geröllefuhrenden Zonen erwähne, welche in den übrigen Schiefergebieten vorkommen, will ich die Beschaffenheit des Gesteins, dessen Verbreitung wir jetzt kennen gelernt haben, etwas eingehender petrologisch beschreiben. Da es ausserordentlich wichtig ist, die echte Conglomeratnatur dieser vollständig krystallinischen archäischen Gesteine über allen Zweifel zu stellen, kann ich eine gewisse Umständlichkeit hierbei nicht vermeiden.

Petrologische Beschreibung des Gesteins.

Beschaffenheit der Gerölle.

Unter den als Gerölle vorkommenden Gesteinen kann man wenigstens zehn verschiedene Gesteinstypen unterscheiden.

Quarzdiorit.

Ein sehr charakteristisches, obwohl nur ziemlich selten als Gerölle vorkommendes Gestein erweist sich als ein *Quarzdiorit* von grünlichschwarzer Farbe und mittlerer Korngrösse. Der Feldspatgemengteil ist vorwiegend Plagioklas und zwar ein recht saurer *Oligoklas*. Die Auslöschung in symmetrischen Schnitten beträgt höchstens 10°, die Lichtbrechung ist entschieden schwächer wie diejenige des Quarzes. Er bildet breitstenglige, gut idiomorphe Individuen, deren



Fig. 10.
Quarzdiorit, als Geröll im Conglomeratschiefer von Yli-Paavola in Teisko. Nicols gekreutz. Vergr. 18.

Dimensionen c. 2 × 3 mm betragen. Sie sind von einer reichlichen Masse verkittet, welche hauptsächlich aus Orthoklas und Quarz in sehr zierlicher und unzweifelhaft primärer *mikropegmatitischer* Verwachsung besteht (Siehe Fig. 10). Orthoklas kommt auch in Gestalt besonderer, allotriomorph begrenzter Körner zwischen den Plagioklasen vor. Daneben findet man Biotit in Anhäufungen von kleinen Schüppchen, die wahrscheinlich von der Zerstörung grösserer Krystalle herrühren. An diesen Stellen liegen zuweilen kleine Apatite. Epidot tritt stellenweise reichlich im Feldspat auf, und Schnürchen von demselben Mineral durchziehen auch das Gestein. Übrigens findet man hier kein Anzeichen einer Parallelstruktur, und überhaupt ist die schöne Eruptivstruktur des Gesteins durch spätere Einwirkungen sehr wenig verändert worden.

Dieses Gestein wurde sowohl bei Hormistonlahti wie bei Yli-Paavola angetroffen.

Ganz ähnliche Gesteine findet man im Liegenden der Schieferformationen an der Grenze des Uralitporphyritgebietes von Tammela in grösseren Massen anstehend. Sie zeigen hier ganz denselben massigen Charakter wie das Gestein des Gerölles, obgleich sie im Felde mit druckschieferigen, gneissartigen Graniten genetisch verbunden sind. Es giebt hier Gesteine, welche makroskopisch dem als Gerölle vorkommenden völlig ähnlich sind, und die sich mikroskopisch nur dadurch von diesem unterscheiden, dass das Cäment zwischen den idiomorphen Plagioklaskrystallen hier nicht aus Mikropegmatit, sondern allein aus Quarz besteht. Doch ist die Übereinstimmung beider Gesteine so gross, dass ich nicht daran zweifle, dass die in der Tammelagegend anstehenden Diorite und die betreffenden Gerölle genetisch zusammengehörig sind. Es muss natürlich unentschieden gelassen werden, ob die Gerölle eben aus der erwähnten Gegend oder aus einem anderen, der Beobachtung nicht mehr zugänglichen Gebiet solcher Gesteine stammen. Ersteres erscheint jedoch nicht gerade undenkbar, denn wie wir im folgenden finden werden, bildete die Gegend, in welcher die grosse Eruptivdecke von Tammela einmal gebildet wurde, zu der Zeit ein Festland, in welcher sich die Sedimente in der Gegend nördlich davon ablagerten.

Gleichkörniger Granit oder Syenit.

Häufiger als der Quarzdiorit ist ein Gestein vertreten, das diesem sehr nahe steht, welches aber wegen des reichlichen Orthoklasgehaltes, bei wechselndem, aber überhaupt sehr spärlichem Gehalt an primärem

Quarz als Granit oder *Syenit* bezeichnet werden muss. Es sind mittel- bis kleinkörnige, völlig massige Gesteine, welche weissliche, graue oder hell rötliche Farben besitzen.

Ihre Hauptmasse besteht aus Feldspat in idiomorphen breitstengligen Individuen, welche in einigen Varietäten von Quarz verkittet werden. Der Hauptteil des Feldspates ist Kalifeldspat und zwar Orthoklas, während Mikroklin in grösseren Partien nur relativ selten vorkommt; reichlicher dagegen als Fleckchen im Orthoklas. Plagioklas ist auch ziemlich reichlich vorhanden und zeigt ganz dieselben Eigenschaften wie der Oligoklas, den wir schon im Quarzdiorit kennen gelernt haben. Die Oligoklasindividuen sind oft ein wenig grösser als die Orthoklase, sie sind auch gegen diese idiomorph begrenzt und scheinen somit älter zu sein.

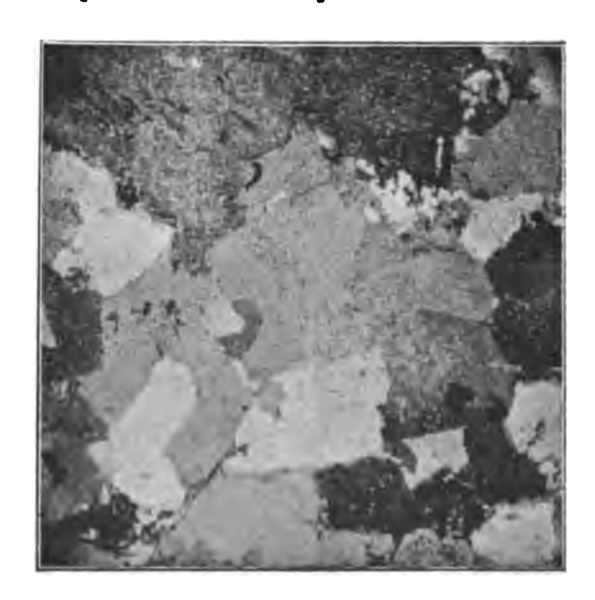


Fig. 11.
Syenit, als Geröll im Conglomeratschiefer von Veittijärvi in Ylöjärvi. Nicols gekreutz. Vergr. 18.

Die Korngrösse der Feldspate ist etwas schwankend. Meistens messen sie nicht mehr als 0,5—1 mm in der Länge. Neben diesen kleineren Feldspaten giebt es aber auch oft andere spärlicher vorkommende, die 2—3 mm in der Länge messen und gewissermassen ein porphyrartiges Element bilden. In einigen Varietäten sinkt die Korngrösse der Mehrzahl der Feldspate unter 0,1—0,3 mm; dann stellen sich aber auch gern vereinzelte grössere Feldspate ein, welche eine Länge von 1 cm erreichen und offenbar einer älterer Generation gehören.

Der Biotit bildet auch hier kleine Schüppchen, welche zu Aggregaten zusammentreten, deren äussere Begrenzung eine ursprüngliche Krystallform anzudeuten scheint. Sie kommen aber auch unregelmässig eingestreut in den übrigen Mineralien vor, und sind dann offenbar als später eingedrungene Neubildungen anzusehen. Zuweilen sammelt

sich der Biotit zu 2—3 mm in Durchschnitt messenden Fleckchen an, welche schon makroskopisch in dem Gestein hervortreten.

Quarz kommt in sehr wechselnder Menge in den verschiedenen Proben vor. In einigen fehlt er fast vollständig; in anderen findet man ihn hauptsächlich zwischen den Feldspaten, wobei er zum Teil völlig allotriomorphe Begrenzung zeigt und wohl als primärer Gemengteil gedeutet werden muss. Auch diese Quarzpartien sind jedoch stellenweise gegen den angrenzenden Feldspat idiomorph begrenzt, und ihre primäre Natur erscheint dann nicht völlig sicher. Ein grosser Teil des Quarzes tritt aber innerhalb der äusseren Grenzen der Feldspate in sehr unregelmässiger Verteilung auf und ist ohne Zweifel von sekundärer Entstehung. Der Feldspat zeigt zahlreiche von Quarz ausgefüllte Löcher und sieht stellenweise wie zerfressen aus. Auf diese Weise bilden sich besonders randlich Verwachsungen, welche gelegentlich an Mikropegmatit erinnern können (Siehe Fig. 12; vergl. auch Fig. 11, rechts oben) die sich aber von dem echten Mikropegmatit, wie er zum Beispiel in dem eben beschriebenen Quarzdiorit vorkommt, leicht unterscheiden. Dort waren die Quarzstengelchen meistens regelmässig dreieckig begrenzt und bilden oft divergentstrahlige Bündel, und durch seine Beziehungen zu dem in demselben Gestein vorkommenden idiomorphen Feldspat *zeigte sich der Mikropegmatit als eine nur während einer bestimmten Periode der Gesteinsverfestigung entstandene Bildung.* Hier hat dagegen der im Feldspat vorkommende Quarz die Gestalt von unregelmässig gekrümmten Stengelchen, deren Formen offenbar nur durch diejenigen der im Feldspat durch Lösung enstandenen Räume bedingt worden sind, und tritt

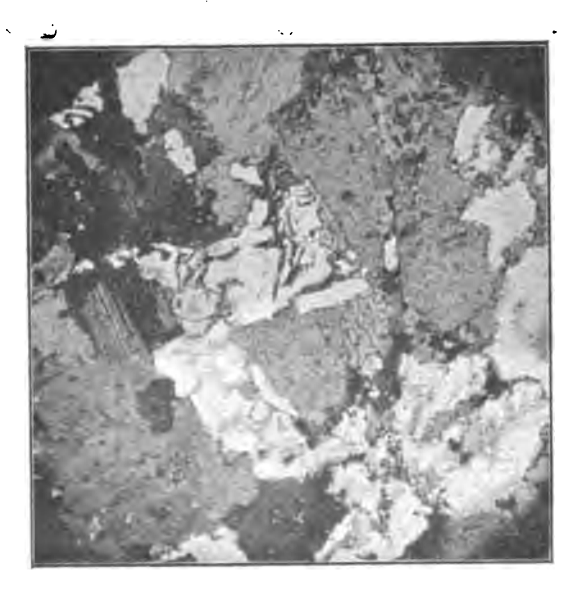


Fig. 12.
Mikropegmatitähnliche Verwachsungen von Quarz und Feldspat sekundärer Entstehung in einem Syenitgeröll von Vähä-Lima in Teisko. Nicols gekreutz. Vergr. 60.

auf verschiedenen Stellen in sehr wechselnder Menge auf. Man findet nichts von der Regelmässigkeit, welche alle im Magma vorsichgegangenen Erstarrungsvorgänge charakterisirt.[1]

Aber nicht nur Quarz, sondern auch Feldspat scheint in relativ grosser Menge neugebildet worden zu sein. Von den grösseren Feldspaten, welche gegen die anscheinend primären, allotriomorphen Quarzpartien grenzen, schieben sich oft schmale zapfenförmige Ausläufer zwischen die Fugen der Quarzpartien hienein, und wo ursprünglich offenbar eine gerade verlaufende Grenze vorhanden war, zeigt er nun wegen dieser Neubildungen einen mehr oder weniger zackigen Verlauf. (Siehe Fig. 13).



Fig. 13.
Ortoklas mit neugebildeten zapfenförmigen Ausläufern in einem Syenitgeröll von Vähä-Lima in Teisko. Nicols gekreutz. Vergr. 60.

Es scheint ein ganz allgemeiner Vorgang gewesen zu sein, dass der Oligoklas sich an einzelnen Stellen, besonders randlich in Mikroklin umgewandelt hat. Schüppchen von Biotit haben sich auch oft im Feldspat angesiedelt, zusammen mit Muscovitblättchen, die meistens sehr reichlich vorhanden sind, und Epidotstengelchen, welche vielleicht eine relativ späte Bildung darstellen. Auch der Quarz ist zuweilen etwas unrein, indem er von grünlichen oder violetten Schüppchen erfüllt ist. Dagegen zeigt der allotriomorphe (und also sicher primäre) Quarz auffallend wenig *Druckerscheinungen.* Undulöse Auslöschung ist oft fast gar nicht vorhanden. Die Einbettung in ein nachgiebiges Cäment

---

[1] Obgleich man keineswegs behaupten darf, dass jede mikropegmatit-*ähnliche* Verwachsung zwischen Feldspat und Quarz als ein unzweifelhaftes Anzeichen cruptiver Entstehung angesehen werden soll, so glaube ich doch im Gegensatz zu Judd, Romberg u. a. dass der echte Mikropegmatit sich von den ähnlichen sekundären Bildungen ohne Schwierigkeit unterscheiden lässt, besonders wenn man nicht nur die mikroskopischen, sondern auch die geotektonischen Verhältnisse des Gesteins in Betracht zieht.

dürfte auf das Gestein der Gerölle eine in hohem Grade conservirende Einwirkung ausgeübt haben. Zum Teil hat vielleicht auch hier eine durch Neubildung von Quarz verursachte »Heilung» der entstandenen Risse stattgefunden.

Einzelne Gerölle zeigen jedoch eine recht ausgeprägte mechanische Metamorphose, indem sie von dicht an einander liegenden Kataklaszonen durchzogen werden, welche bald von Quarz und Feldspat, bald von Epidot gefüllt worden sind.

Auch die Zwillingslamellen im Plagioklas sind oft gebogen worden.

Die Zerdrückung dieser Gerölle dürfte jedoch erst nach der Einhüllung in das Schieferbett stattgefunden haben. Denn schon mit dem blossen Auge kann man an deren Oberfläche beobachten, dass sie von zahlreichen Spalten und Gleitfugen durchsetzt werden.

Diese Metamorphose hat aber den allgemeinen Charakter des Gesteins nicht wesentlich verändert. Nur dürfte die chemische Beschaffenheit früher eine weniger acide gewesen sein. Wenn man nur denjenigen Quarz in Betracht nehmen würde, welcher sicher primär ist, so würde das Gestein eher in die *Syenit*- als in die Granitfamilie gehören. Auch die Struktur, welche hauptsächlich durch die kurzleistenförmige Gestalt der kleinen Feldspate bedingt wird, erinnert sehr an diejenige eines auf der Grenze zwischen einem Syenit und einem Syenitporphyr stehenden Gesteines. Da es aber schwierig ist sicher zu entscheiden, ein wie grosser Teil des Quarzes sekundär ist, wäre es vielleicht eben so richtig das Gestein nach seinem jetzigen Mineralbestand Granit zu nennen.

Einzelne der Gerölle bestehen nun aus einem Gestein, das viel stärker verändert ist, indem die Feldspate von unzähligen neugebildeten Mineralpartikelchen erfüllt sind, die grösstenteils aus Quarz und Feldspat nebst zahlreichen Glimmerschüppchen bestehen. Jedoch sind die Kataklaserscheinungen in diesen Geröllen nicht deutlicher als in den übrigen. Es kommt mir sehr wahrscheinlich vor, dass diese Gerölle schon vor deren Einbettung in das Conglomerat *verwittert* waren. Ähnlichen Erscheinungen werden wir in viel prägnanterer Gestalt bei einem gleich zu beschreibenden Gestein begegnen.

Gerölle, die aus diesem Syenit bestehen, findet man sowohl bei Veittijärvi wie bei Hormistonlahti, Paavola, Heinänen etc., überall von sehr ähnlicher Beschaffenheit.

Der jetzt beschriebene Syenit zeigt sowohl mineralogisch wie strukturell so grosse Verwandtschaft mit dem Quarzdiorit, dass die

Annahme einer genetischen Verbindung beider sehr wahrscheinlich erscheint. Wie jener Diorit, wo er in Kalvola und Urdiala anstehend gefunden wird, sich als eine basischere Varietät des grauen Granits erweist, welcher im Liegenden der Uralitporphyritdecke (beziehungsweise der Schieferformation) ansteht, so möchte ich auch den als Gerölle vorkommenden Syenit mit seiner fast granitporphyrischen Struktur als eine Varietät derselben granitischen Gesteine betrachten.

Zwar zeigen diejenigen Granite, die man jetzt im Süden von Tammerfors im Liegenden der Schieferformationen antrifft, meistens eine recht grosse Verschiedenheit von dem Gestein der Gerölle. Erstens muss man sich aber erinnern, dass diese Gerölle durch ihre nachgiebige Umgebung vor der meistens sehr starken Metamorphose bewahrt worden sind, welche die in grösseren Massen vorkommenden Granite durchgemacht haben. Ferner sind diese anstehenden Granite zum grössten Teil solche, welche zu der Zeit, wo die betreffenden Sedimente abgelagert wurden, noch tief unter der Erdoberfläche lagen und die erst bei späteren Dislocationen und Erosionsvorgängen an die Erdoberfläche gebracht worden sind. Nur diejenigen Granite, die man in der unmittelbaren Nähe der Contactfläche beobachtet, welche die Schieferformation von ihrem Liegenden trennt, lagen bei der Ablagerungszeit dieser Schiefer an der damaligen Erdoberfläche. Da nun solche Granite nur an einzelnen Stellen an der Contactlinie angetroffen werden, wäre es recht merkwürdig, wenn man den genauen Ort, wovon die Gerölle stammen, noch bestimmen könnte.

Grobkörniger Granit (Syenit).

Etwas weniger häufig als der jetzt beschriebene kommt ein anderer Granit als Gerölle vor, welcher sich von dem vorigen recht gut petrologisch unterscheidet. Er ist viel grobkörniger wie dieser, indem die gräulich weissen Feldspate, welche seine Hauptmasse bilden, hier 1 cm und darüber im Durchschnitt messen. Zwischen diesen Feldspatkörnern liegt hauptsächlich *Quarz*, der wie es scheint ursprünglich eine amorphe Zwischenklemmungsmasse bildete; jetzt ist aber seine Formbegrenzung durch reichlich geschehene Neubildung verhüllt worden. Wo er sicher primär ist, zeigt er stark undulirende Auslöschung.

Biotit kommt nur in Gestalt von kleinen Schüppchen vor, welche vorwiegend in dem Raume zwischen den Feldspaten vorkommen, zum

Teil aber auch in diesen eingestreut sind. Nur ganz ausnahmsweise findet man grössere Lappen von Biotit, in welchen auch kleine gekrümmte Streifen von Titanit- und Epidotkörnern vorkommen.

Auch der Feldspat ist von metamorphosirenden Agentien sehr stark angegriffen worden. Als ursprüngliche Gemengteile waren sowohl *Oligoklas* wie *Orthoklas* vorhanden, vielleicht auch *Mikroklin*, welcher jedenfalls jetzt sehr reichlich vorkommt, meistens aber nur in Gestalt kleiner dicht aneinander im Orthoklas liegender Flecke, welche Zwillingstreifung nach dem Albitgesetze zeigen.

Die Feldspate sind von Neubildungen förmlich überfüllt. Im Oligoklas liegen zahllose Kryställchen von Epidot, in dem Orthoklas kommt dagegen vorwiegend Muscovit vor, der bald als winzig kleine Schüppchen in der ganzen Masse eingestreut liegt, bald grössere Blättchen bildet, welche in Flammen oder Streifen angeordnet sind, die zuweilen ein Netzwerk bilden. Die eigenthümliche Trübung, welche die Feldspate in schwachen Vergrösserungen zeigen, beruht auch auf dem Vorkommen ganz winziger schuppenförmiger Interpositionen, die wahrscheinlich auch grösstenteils aus Muscovit bestehen.

Zuweilen beobachtet man, dass die Zwillingslamellen der Plagioklase stellenweise unterbrochen sind, so dass es aussieht, als ob sie aus mehreren Stücken beständen. (Fig. 14). Der Plagioklas zeigt oft eigenthümlich lappige Grenzen gegen den Orthoklas, wobei es aussieht, als ob seine Substanz teilweise durch Kalifeldspat verdrängt wäre. Auch findet man im Orthoklas kurzleistenförmige Plagioklaskörner, welche wie es scheint Neubildungen sind.



Fig. 14.
Plagioklaskrystall in einem Syenitgeröll von Hormistonlahti, in welchem eine Zwillingslamelle in mehrere Stücke zerteilt worden ist. Nicols gekreutz. Vergr. 18.

Am reichlichsten ist aber Quarz innerhalb des Raumes der Feldspate neugebildet worden. Hier findet man auch, obgleich ziemlich spärlich, die schon geschilderte mikropegmatitähnliche Verwachsung

von Feldspat und sekundärem Quarz. Meistens tritt aber der Quarz in Gestalt zahlreicher runder Körner oder unregelmässig lappig begrenzter Partien, die wie Löcher aussehen, im Feldspate auf. (Fig. 15). Besonders die Randpartien der Feldspate sind auf diese Weise stark angegriffen worden.

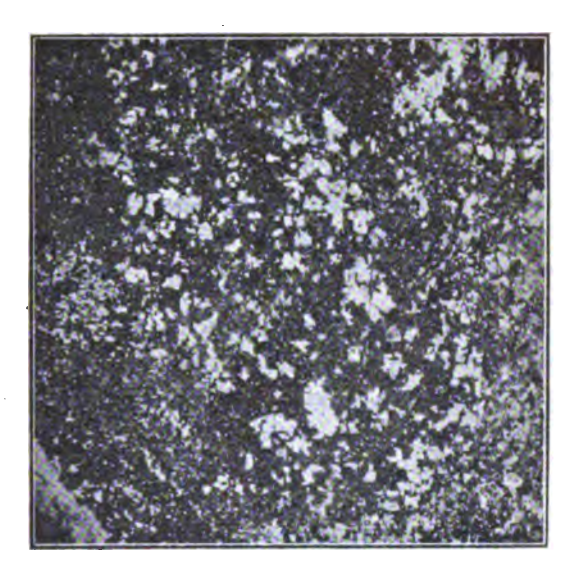


Fig. 15.
Mikroklin, der von neugebildeten Quarzpartien erfüllt ist. Syenitgeröll von Hormistonlahti in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Verwandten Erscheinungen sind wir schon in den aus mittelkörnigem Syenit bestehenden Geröllen begegnet. Es erscheint mir kaum zweifelhaft, dass sie dadurch zu deuten sind, dass das Gestein der betreffenden Gerölle schon vor der Einhüllung im Conglomeratlager stark *verwittert* war. Hierbei wurde der Feldspat stark angegriffen, der Biotit naturlich auch chloritisirt. Beide sind wohl später wieder zum Teil regenerirt worden; die verwischte Struktur und die reichlich vorhandenen Neubildungen bezeugen aber was stattgefunden hat.

Wenn man diesen grobkörnigen Syenit in Handstücken beobachtet, kommt es vor, als ob er etwas flasrig und somit im Vergleich mit dem früher beschriebenen, ganz massigen, mittelkörnigen Syenit stärker druckmetamorphosirt wäre. Mikroskopisch findet man, wenn man von der vielleicht etwas stärker undulirenden Auslöschung des Quarzes absieht, keine Belege für eine solche Annahme, sondern die Verschiedenheit des Gesteinscharakters scheint wenn nicht ausschliesslich, wenigstens vorwiegend auf der grössern Intensität der Veränderungen zu beruhen, die wir oben auf die Verwitterung bezogen haben.

Dass diese Erscheinungen hier prägnanter sind, ist leicht erklärlich, denn überhaupt verwittern auch gegenwärtig die grobkörnigen finländischen Granite viel leichter als die mittel- und feinkörnigen.

Im übrigen steht dieser Syenit dem früher beschriebenen mittelkörnigen petrologisch recht nahe. Unter den granitischen Gesteinen,

welche im Liegenden der Schieferformationen anstehen und die auch öfters Übergänge in syenitische und dioritische Gesteine zeigen, kommen sowohl grobkörnige, beziehungsweise porphyrartige, wie auch mittelkörnige Varietäten vor. Da es aber bisjetzt nicht gelungen ist, hier mehrere geologisch getrennte Typen zu unterscheiden, so wäre wohl die Annahme am einfachsten, dass die grobkörnigen und mittelkörnigen Varietäten der als Gerölle vorkommenden Syenite nur als verschiedene Strukturmodifikationen derselben Gesteinsmassen aufzufassen sind. Dennoch habe ich keine Übergänge zwischen ihnen gefunden, und sie müssen deswegen als wenigstens petrologisch gut getrennte Typen betrachtet werden.

Feinkörnige bis dichte Porphyrite.

An den meisten Stellen, wo die Conglomeratlager beobachtet wurden, besteht die Mehrzahl der Gerölle aus Gesteinen, die zu einer Reihe gehören, deren einzelne Glieder zwar sowohl makroskopisch wie in ihrem mikroskopischen Bestande recht grosse Verschiedenheiten zeigen, die aber durch zahlreiche Übergänge nahe verbunden sind.

Einige von diesen sind dunkelgraue, *klein-* bis *feinkörnige Gesteine von dioritartigem Aussehen,* welche keine dem blossen Auge erkennbare Einsprenglinge zeigen. Mikroskopisch tritt jedoch eine deutlich porphyritische Struktur hervor, indem in ihnen der Plagioklas, welcher ihren Hauptgemengteil bildet, in zwei obgleich nicht immer scharf getrennten Generationen vorkommt.



Fig. 16.
Porphyrit mit ophitartiger Struktur. Geröll von Paavola in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Dieser Plagioklas zeigt eine Maximalauslöschung von 12°—14°, und ist demnach als ein *Andesin* zu bezeichnen. Die Individuen erster Generation sind breitstenglig ausgebildet und messen 0,8—1,5 mm in der Länge und 0,5—1 mm in der Breite. Die kleineren, welche meistens schmal leistenförmig sind, messen 0,2—0,6 mm in der Länge. Diese Feld-

spate bilden ein Leistwerk, worin die einzelnen Individuen an den Enden in einander greifen und oft knäuelartige Verwachsungen bilden. (Fig. 16).

Der Raum zwischen ihnen wird hauptsächlich von Biotitblättchen eingenommen, welche mit Quarz, Magnetit, Kalkspat, Titanit etc. vergesellschaftet sind. In dem Biotit kommen Krystalle von Apatit als wahrscheinlich primäre Bestandteile vor. Dagegen dürften alle die übrigen von den zuletzt erwähnten Mineralien sekundärer Herkunft sein. Der Magnetit bildet unregelmässig eingestreute isolirte Kryställchen, welche sich ähnlich wie die in den Schiefern oft anzutreffenden verhalten. Der Quarz zeigt fast dieselbe Beschaffenheit, wie in den mittelkörnigen Graniten, indem er in sehr wechselnder Menge, bald zwischen den Plagioklasen, bald diese mehr oder weniger vollständig verdrängend, vorkommt. Hier dürfte er wohl überall sekundärer Herkunft sein.

Der Biotit tritt zum Teil als kleine isolirte Blättchen in dem Plagioklas sowie auf Sprüngen in demselben als Neubildung auf, zum Teil bildet er mehr gedrängte Häufchen, welche *vorwiegend den Raum zwischen den Feldspaten einnehmen*, zum Teil aber auch in diese hineinragen, wobei ihre äussere scharfeckige Begrenzung an diejenige eines idiomorphen Minerales erinnert. Es scheint sich somit der Biotit durch die Umwandlung eines magnesiahaltigen Minerales gebildet zu haben, welcher zum grössten Teil als allotriomorphe Zwischenklemmungsmasse, zum Teil aber auch in Gestalt von mehr idiomorphen Körnern existirte. Die Art des Auftretens im Gestein und die Beschaffenheit dieses letzteren schliesst die Möglichkeit es für Olivin zu halten aus, der beweisbar in Biotit umgewandelt werden kann.[1] Es lässt sich aber eben so gut denken, dass auch andere magnesiareiche Silikate sich in Biotit unwandeln lassen. In dem betreffenden Falle wäre man geneigt, an einen *Pyroxen* zu denken.

Jedenfalls war dieses magnesiareiche Mineral neben dem recht sauren Plagioklas in relativ spärlicher Menge vorhanden, und die chemische Beschaffenheit des Gesteins verweist es eher in die Diorit-Porphyrit-Andesit-Familie, als in diejenige der Diabase und Basalte.

Die primäre Struktur, die durch die Leistenform der Plagioklase bedingt wird, scheint an der Grenze zwischen der ophitischen und der trachytoïdalen zu liegen. Dass das Gestein zu den porphyritischen Gesteinen gehört, geht am deutlichsten aus der nahen Verwandtschaft mit anderen als Gerölle vorkommenden Gesteinen hervor, welche die diese kennzeichnenden Strukturformen in noch charakteristischerer Gestalt zeigen.

---

[1] Vergl. z. B. meine Schilderung der finnländischen Uralitporphyrite in Tschermaks Min. u. Petr. Mittn. Bd. XII, 1891. S. 106.

Unter diesen feinkörnigen dioritähnlichen Gesteinen kommen auch solche vor, in welchen der Gegensatz zwischen den Einsprenglingen und den Feldspaten der Grundmasse mikroskopisch viel deutlicher hervortritt und in welchen die Korngrösse noch weiter heruntersinkt. Sonst sind sie den vorigen völlig ähnlich, sowohl makroskopisch wie in ihrem mikroskopischen Bestande.

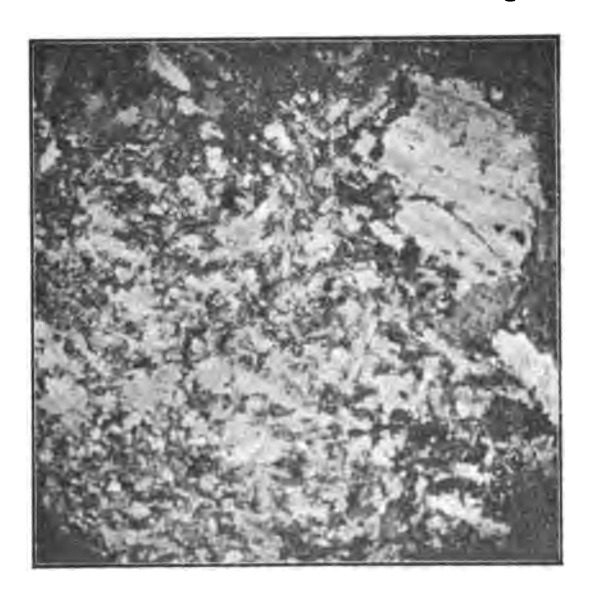


Fig. 17.
Porphyrit mit Intersertalstruktur. Geröll von Heinänen in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Die kleineren Andesinleistchen besitzen hier eine Länge von 0,2—0,4 und eine Breite von etwa 0,1 mm, die grösseren messen 1,5—2 mm in der Länge und über 1 mm in der Breite. Zwischen den Feldspaten liegen auch hier Biotitblättchen, Quarz, Titanit, Epidot und hier und da Mikroklin in sehr kleinen Flecken, den Plagioklas sekundär verdrängend.

Die Struktur dieser Gesteine erinnert am meisten an diejenige, welche Rosenbusch *Intersertalstruktur* nennt. (Vergl. Fig. 17).

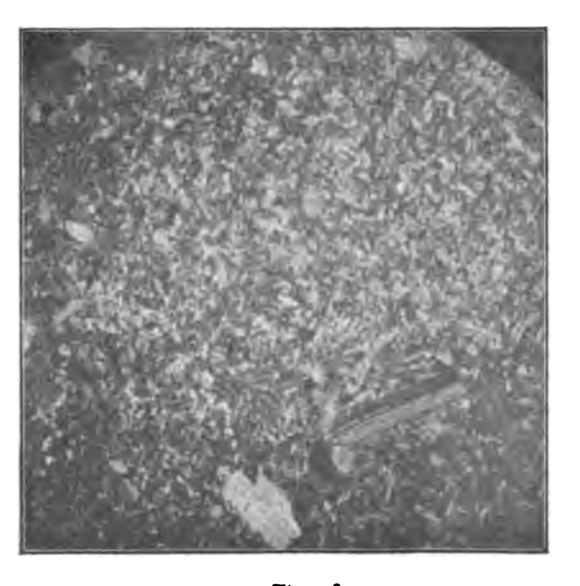


Fig. 18.
Porphyrit mit ursprünglich hyalopilitischer Struktur. Geröll von Heinänen in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In noch anderen Varietäten sinken die Dimensionen der Feldspate zweiter Generation noch mehr, so dass sie gleichsam einen Mikrolithenfilz bilden, und die ursprüngliche Struktur dürfte dann mit derjenigen, welche Rosenbusch *hyalopilitisch* nennt, übereinstimmen (Fig. 18).

Dass nämlich wenigstens ein Teil dieser Gesteine ursprünglich glasführend war, erscheint kaum zweifelhaft, da man das allmäliche Sinken der Korngrösse verfolgen kann, bis sie allerdings bei schwächeren Vergrösserungen fast dicht erscheinen. Die Grundmasse dieser umgewandelten *Vitrophyre* besteht jetzt aus winzig kleinen Plagioklaskörnern, Biotitblättchen, Amphibol- und Epidotstengelchen in wechselnden Mengenverhältnissen. Als Einsprengling kommt auch hier Andesin in kleinen Krystallen vor.

Neben diesen dunkelgrauen feinkörnigen bis dichten Porphyriten, in welchen der Grössenunterschied zwischen den Einsprenglingen und den kleineren Feldspaten meistens dem blossen Auge nicht deutlich wahrnehmbar wird, giebt es eine Menge anderer porphyritischer Gesteine, in welchen man schon makroskopisch in der feinkörnigen bis dichten, dunkelgrauen oder röthlichbraunen, zuweilen gräulichweissen Masse zahlreiche Einsprenglinge von Plagioklas beobachtet.

Diese Plagioklase zeigen ganz dieselben optischen Eigenschaften wie die Andesine der früher beschriebenen Porphyrite. Sie sind meistens sehr scharfeckig begrenzt, oft kurzsäulenförmig mit rektangulären oder sechsseitigen Durchschnitten, und können eine Grösse von 4 $\times$ 6 mm erreichen. Neben ihnen kommen meistens einsprenglingsartig hervortretende Biotitanhäufungen, die wohl auch hier als Pseudomorphosen zu deuten sind, ob nach Olivin oder ein Mineral der Amphibol- und Pyroxenfamilie, darüber kann man höchstens nach dem übrigen Bestand eine Vermutung aufstellen.



Fig. 19.
Porphyrit als Geröll im Conglomeratschiefer von Hormistonlahti in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Die Grundmasse besteht auch hier hauptsächlich aus Plagioklas, welcher aber nur relativ selten in Gestalt von trachytoidal angeordneten Leistchen vorkommt. Meistens bildet er kleine rundliche Körner, deren Durchmesser 0,01—0,1 mm betragen. Zugleich findet man aber auch grössere, einheitlich orientirte Partien von einem Plagioklas (Oligo-

klas), welche jede für sich eine ganze Mênge dieser kleineren Körnchen umschliessen. Diese Erscheinung giebt sich in den Dünnschliffen bei schwächeren Vergrösserungen als eine eigenthümliche moiréeartige Fleckigkeit kund. (Fig. 19). Ausserdem kommen als Gemengteile der Grundmasse reichlich Biotitblättchen, Epidotkörner und kleine Titanitkrystalle vor. Die Biotitblättchen treten meistens zu länglich ausgezogenen Streifen zusammen, was dem Gestein eine jedoch nur undeutlich hervortretende Parallelstruktur verleiht. Diese Streifen biegen sich schonend um die Ecken der Einsprenglinge und dürften wohl schon vor der Pressung des Gesteins durch eine ursprünglich vorhandene Fluidalstruktur veranlagt worden sein. Doch folgen auch sekundäre Spalten, welche oft mehrere Feldspate durchschneiden, vorwiegend derselben Richtung. Auch die neugebildeten Körner von Quarz, welche man in Häufchen neben den Einsprenglingen beobachtet, liegen vorwiegend an den beiden polären Enden derselben, wo sich bei der Zerdrückung des Gesteins am leichtesten klaffende Spalten bildeten. Die vorhandene Parallelstruktur muss somit in einigen Fällen durch diese sekundären Vorgänge accentuirt worden sein.

Unter den Porphyriten mit dichter, meistens röthlichbrauner Grundmasse giebt es nun solche, welche im Vergleich mit den vorigen eine etwas veränderte Mineralbeschaffenheit zeigen. Neben den Andesinen kommen in ihnen Orthoklase als Einsprenglinge vor, die zum Teil in Mikroklin umgewandelt worden sind. In einigen Varietäten sind noch die Andesine häufiger vorhanden. Diese stehen den früher beschriebenen noch sehr nahe. In anderen gewinnt der Kalifeldspat entschieden das Übergewicht bis er die übrigen vollkommen verdrängt. Die Orthoklaskrystalle sind z. T. einfach, z. T. Karlsbaderzwillinge und können zuweilen mit Andesin primär verwachsen sein. Einzelne Orthoklaskrystalle sind von zahlreichen runden Körnern von neugebildetem Mikroklin durchwachsen, deren Formen und Verteilung an diejenigen der Glaseinschlüsse der Feldspate in den jüngeren Effusivgesteinen erinnern (Fig. 20). In der That lässt es sich wohl denken, dass sie durch die Umwandlung solcher Glaseinschlüsse entstanden sind.

Neben den Feldspateinsprenglingen kommen in einigen dieser Gesteine Anhäufungen von Biotitblättchen, zum Teil mit Amphibolstengeln und Quarz vergesellschaftet, vor, welche gegen die umgebende feinkrystallinische Grundmasse äusserst scharf und geradlinig begrenzt sind. Dass diese Anhäufungen Pseudomorphosen nach einem idiomorphen magnesiareichen Minerale sind, daran ist hier nicht zu zweifeln,

es lässt sich aber jetzt nicht aus deren Umrissen mit Sicherheit entscheiden, welches Mineral es gewesen ist.

Die Grundmasse zeigt auch in diesen Gesteinen mehrere verschiedene Strukturmodifikationen, welche den früher beschriebenen völlig analog sind. In einigen Proben besteht sie vorwiegend aus schmal leistchenförmigen Orthoklasen, die oft deutlich fluidal angeordnet sind, wobei die Struktur eine sehr typisch *trachytoidale* ist (Fig. 21). In anderen Varietäten besteht die Grundmasse wieder aus äusserst feinen Orthoklaskörnern, welche von demselben Mineral verkittet werden, wobei diese verkittende Substanz auf grösseren Flächen einheitlich orientirt ist. Das Präparat erscheint deswegen im polarisirten Licht wie in mehrere Felder zerteilt, die abwechselnd heller und dunkler sind. Diese Felder sind länglich ausgezogen mit eigentümlich zackiger Begrenzung und liegen mit ihrem längsten Durchmesser ungefähr parallel. (vergl. Fig. 20). Es erinnert die Erscheinung sehr an die s. g. *eutaxitische* Struktur der jüngeren



Fig. 20.
Orthoklasporphyrit (umgewandelter Trachyt) mit schlieriger Grundmasse. Geröll von Hormistonlahti in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.



Fig. 21.
Porphyrit (umgewandelter Trachyt) mit trachytoidaler Struktur. Geröll von Paavola in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Effusivgesteine und dürfte in der That durch eine soche ursprünglich veranlagt gewesen sein. Denn wenn einmal die Grundmasse sich bei ihrer Erstarrung in eine Menge länglich ausgezogener Schlieren teilte, die durch perlitische Sprünge von einander getrennt wurden, so lässt es sich leicht denken, dass bei der späteren Entglasung des Gesteins die Feldspatbildung innerhalb jeder Schliere unabhängig vorsichgehen konnte.

Zuweilen tritt diese Struktur dadurch noch deutlicher hervor, dass einige der Schlieren viel reicher als die übrigen an neugebildeten Epidotkörnern sind, die gelegentlich mit Biotitschüppchen vergesellschaftet sind.

In einigen Varietäten, in welchen die Grundmasse sehr feinkörnig ist, werden die Fleckchen ganz klein.



Fig. 22.
Fluidalstruktur in einem Gerölle im Conglomeratschiefer von Mahlajamäki in Teisko. C. 1/3 der nat. Gr.

In einzelnen Geröllen dieser dichten Porphyrite kann man eine deutliche Fluidalstruktur schon mit dem blossen Auge an der Oberfläche der Conglomeratfelsen erkennen. Das Gestein zeigt zahlreiche, dunklere Streifen, die parallel verlaufen und welche sich um die Einsprenglinge in zierlicher Weise winden, die aber an den äusseren Grenzen der Gerölle scharf abbrechen, woraus deutlich hervorgeht, dass man es mit einer primären Erscheinung zu thun hat (Vergl. Fig. 22).

Quarz kommt in diesen Gesteinen wie gewöhnlich als Neubildung vor, jedoch meistens nur auf Spalten, welche die Gerölle durchziehen, oder in anderen Formen als erweislich sekundärer Gemengteil. Seiner Primärbeschaffenheit nach dürften somit die zuletzt beschriebenen Gesteine mit den jüngeren *Trachyten* übereingestimmt haben. Zum grossen Teil scheinen sie glasführend gewesen zu sein, sind also als ursprüngliche *Hyalotrachyte* zu bezeichnen. Sie sind wie schon hervorgehoben durch häufige Übergänge mit den früher beschriebenen umgewandelten Andesiten verbunden.

Dennoch habe ich auch bei Veittijärvi und Heinänen Gerölle von einem Gestein gefunden, in welchem Quarz in der Grundmasse als unzweifelhaft primärer Gemengteil in reichlicher Menge vorhanden war. In diesem Gestein findet man ganz kleine Einsprenglinge von Andesin, welche von einer reichlichen Masse umgeben sind, die aus Ortho-

klas in Verwachsung mit winzig kleinen Quarzstengeln besteht, welche zuweilen sehr regelmässig dreieckig begrenzt sind. Wo nicht die primäre Struktur durch die stellenweise reichlich vorsichgegangene Neubildung von Quarz verhüllt worden ist, tritt sie mit solcher Deutlichkeit hervor, dass man nicht daran zweifeln kann, dass man es mit einem echten, primären Mikropegmatit zu thun hat. Dieses geht am deutlichsten daraus hervor, dass dieser Mikropegmatit an den Grenzen gegen die idiomorphen Andesine scharf abbricht, und dass somit der Mikropegmatit auch hier ein nur während einer bestimmten Periode der Gesteinsverfestigung entstandener Gemengteil ist.

Dieses Gestein dürfte schon seiner ursprünglichen mineralogischen und chemischen Beschaffenheit nach mit einem *Dacit* übereingestimmt haben, obgleich es keine einsprenglingsartig hervortretenden Quarze enthält.

Es giebt aber auch Varietäten dieser dichten Porphyrite, in welchen man Anhäufungen von Quarzkörnern findet, deren scharfe äussere Begrenzung an diejenigen eines primären Minerales erinnert. Die Beschaffenheit des Gesteins lässt die Anwesenheit von primären Quarzkrystallen nicht gerade unwahrscheinlich erscheinen. Ganz sicher darf man jedoch nicht behaupten, dass in dieser eruptiven Reihe auch ursprünglich echte *Rhyolite* vorhanden waren; jedenfalls stehen aber die zuletzt erwähnten Gesteine solchen sehr nahe.

Auch die zuletzt beschriebenen Gesteine zeigen gelegentlich Erscheinungen, welche wir auf eine ursprünglich stattgefundene Verwitterung einzelner Gerölle bezogen haben. Es treten dann besonders Quarz sowie auch Biotit oder Muscovit reichlicher als sonst und in ganz unregelmässiger Verteilung auf.

Wie aus den oben angeführten Gesteinsbeschreibungen hervorgeht, zeigen diejenigen der als Gerölle angetroffenen Gesteine, die wir unter dem Collectivnamen Porphyrite aufgeführt haben, eine Beschaffenheit, welche trotz der erlittenen Metamorphose ihre Natur echter Ergussgesteine ausser allem Zweifel stellt. Sie bilden eine durch stetige Übergänge verbundene Reihe von Gesteinen, von denen die Mehrzahl ihrer ursprünglichen Beschaffenheit nach mit den jüngeren *Andesiten* übereingestimmt haben. Unter ihnen konnten wir zwei Hauptgruppen unterscheiden, von denen die eine durch den wenig hervortretenden Grössenunterschied der Feldspatgemengteile und die Leistchenform der Grundmassenfeldspate, die andere durch den ausgeprägter porphyritischen Charakter und die feinkörnige und zwar oft eigenthümlich flammige Grundmasse gekennzeichnet wurde. Diese waren wieder

durch allmälige Übergänge mit orthoklasreichen Gesteinen verbunden, welche ihrer ursprünglichen Beschaffenheit nach mit den jüngeren *Trachyten* übereingestimmt, und in einzelnen Fällen sich sogar den *Daciten* und *Rhyoliten* genähert haben dürften. Von den meisten dieser Typen fanden wir wieder Varietäten von wechselnder Korngrösse, z. T. solche, die ursprünglich glasführend gewesen sein müssen.

Im anstehenden Fels habe ich nur Gesteine der zweiten Gruppe gefunden. Im Liegenden der Conglomerate kommen nämlich etwa 800 m niedriger in der Lagerreihe oft Einlagerungen von Gesteinen vor, welche mit den als Gerölle angetroffenen metamorphosirten Trachyten vollständig übereinstimmen. Da nun diese Gesteine auch gelegentlich eine Annäherung an eine andesitische Ausbildung zeigen, ist es wahrscheinlich, dass auch die übrigen Gesteine dieser eruptiven Reihe aus denselben Nivaus stammen. Echte »archäische Andesite» kommen übrigens als Einschlüsse in den Uralitporphyriten von Tammela vor, welche auch ungefähr derselben Zeit angehören dürften.[1]

Porphyritoide.

Sehr häufig kommen unter den Geröllen auch solche vor, die aus einem dunkelgrauen oder grünlichschwarzen Gestein bestehen, welches mit den dunklen Porphyriten recht grosse Ähnlichkeit zeigt. Es besteht nämlich auch aus porphyrartig hervortretenden Plagioklaskrystallen in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse, welche sich aber oft durch eine ausgeprägte Flasrigkeit von derjenigen der echten Eruptivgesteine unterscheidet. Es sind dies Gesteine, die ich wegen des zugleich porphyritischen und schieferigen Charakters als Porphyritoide bezeichnet habe.

Unter dem Mikroskop erkennt man in dem Gestein zahlreiche Krystalle und scharfsplitterige Krystallfragmente von Andesin, die in einer feinkörnigen Masse liegen, welche zuweilen fast nur aus Biotitschüppchen, meistens aber aus solchen nebst Körnern von Plagioklas, Quarz, Epidot etc. besteht. Zuweilen kommen auch Uralite oder Anhäufungen von kleinen Biotitblättchen einsprenglingsartig vor. Der Quarz ist wie gewöhnlich in sehr wechselnder Menge und unregelmässiger Verteilung als sicher sekundärer Gemengteil vorhanden. Auch sind die Feldspate einzelner Proben wie von einem Staub neugebildeter feiner Biotitschüppchen und kleiner Epidotkrystalle überstreut, während sie in anderen ganz klar sind.

[1] l. c. S. 117 u. Tafel V, Fig. 5.

Da diese Gesteine meistens keine deutliche Schichtung zeigen, kann man oft zweifelhaft sein, ob sie nicht wie die übrigen Ergussgesteine sind. Das Fehlen jeder echten Eruptivstruktur, auch in den Varietäten, in welchen das Korn genug gross ist, um eine solche hervortreten zu lassen, spricht jedoch dagegen. Andere Beobachtungen an dem anstehenden Gestein, welche wir im folgenden anführen werden, sprechen auch dafür, dass wenigstens ein Teil dieser flasrigen Porphyritoïde Tuffe sind, welche mit den effusiven Andesiten genetisch verbunden sind und die wahrscheinlich zum Teil subaërisch abgelagert wurden, was das Fehlen der Schichtung erklären würde.

Doch zweifle ich noch daran, ob man in jedem Einzelfalle diese Gesteine von den entsprechenden Ergussgesteinen, besonders von denjenigen, in welchen eine ursprünglich glasige Grundmasse in ein feinkörniges Mineralaggregat umgewandelt worden ist, sicher trennen können wird.

Dieses Gestein findet man wie gesagt im unmittelbaren Liegenden der Conglomeratlager anstehend, und wir werden daher im folgenden zu ihm zurückkehren und dann die verschiedenen Varietäten näher kennen lernen.

Phyllit.

Besonders bei Hormistonlahti findet man sehr zahlreiche Gerölle, die aus einem Phyllit bestehen, der mit demjenigen, der im Süden von der geröllefülhrenden Zone in grösseren Massen ansteht, vollständige Übereinstimmung zeigt. Es ist ein dunkelgraues, hauptsächlich aus kleinen Biotitschüppchen sowie Quarz und Feldspatkörnern bestehendes Gestein, welches eine schöne Schichtung zeigt, die von der äusseren Grenze der Gerölle *scharf abgeschnitten* wird. Da ich im folgenden bald das anstehende Gestein ausführlich beschreiben werde, verweise ich den Leser auf diese Schilderung.

Viele Gerölle, besonders im Gestein von Hormistonlahti, bestehen auch aus dem an Feldspat- und Quarzkörnern reicheren Schiefer, welcher in Wechsellagerung mit dem Phyllit von Näsijärvi vorkommt, und welchen wir unter dem Namen leptitartiger Phyllit im folgenden näher kennen lernen werden. Die Übereinstimmung mit dem anstehenden Gestein ist auch hier eine vollständige. Dieses Gestein bildet wie der typische Phyllit vorwiegend kleinere, kantengerundete Gerölle; jedoch kommen auch einzelne vor, welche grösser sind.

Quarzit.

Im Conglomeratschiefer von Heinänen habe ich mehrere ganz kleine Gerölle beobachtet, welche aus einem Quarzit bestanden, der lediglich aus rundlichen, 0,05—0,2 mm im Durchschnitt messenden, dicht an einander gereihten Quarzkörnern zusammengesetzt war.

Das Gestein habe ich nicht anstehend beobachtet. Die Gerölle dürften aber aus derselben Lagerreihe stammen, welcher die Conglomerate, Phyllite etc. angehören. Denn diejenigen Quarzite, die man im Liegenden dieser Schiefer antrifft, sind dem Gestein der Gerölle nicht ähnlich, sondern zeigen die Beschaffenheit, welche für stark mechanisch metamorphosirte Quarzite charakteristisch ist, indem die einzelnen Individuen nicht wie hier rundlich begrenzte, sondern zackig in einander greifende Körner bilden.

Ursprüngliche Formen der Gerölle.

Durch vorsichtige Hammerchläge gelingt es oft, die an den Geröllen noch haftende Schiefermasse fast vollständig zu entfernen, und sie zeigen dann die ursprüngliche Gestalt echter Rollsteine in solcher Deutlichkeit, dass man einzelne von ihnen beim ersten Blicke mit quartären Geröllen verwechseln könnte. Der firnissartige Überzug, welcher sie umgiebt, und der aus feinen Glimmerblättchen oder Hornblendenadeln, Kalkspatkörnern u. dergl. besteht, ist demjenigen Überzug nicht unähnlich, welchen Luft, Wasser und Pflanzen den modernen Geröllen verleihen. Durch die Einwirkung der Atmosphärilien, welche ihre Auspräparirung noch besser als künstliche Hilfsmittel bewirken, werden sie aber noch vollständiger gereinigt. Würde man einige in dieser Weise auf allen Seiten gereinigte Gerölle mit anderen quartären Geröllen vermischen, so könnte auch ein routinirter Glacialgeologe sich von ihnen täuschen lassen.

Die Fig. 23 zeigt einige derjenigen Gerölle, in welchen die ursprünglichen Gestalten am besten zum Vorschein kommen. Vergl. auch die Tafeln I—II und Fig. 2, welche die scharfe Begrenzung und regelmässig rundlichen Durchschnitte deutlich wiedergeben.

Die aus Syenit und Quarzdiorit bestehenden Gerölle sind diejenigen, welche die wohlgerundete ellipsoidische Gestalt am schönsten zeigen. Vergl. Fig. 23, B. Ähnliche Formen zeigen auch die zähen dioritähnlichen Porphyritgesteine. Die dichteren, »felsitischen» Varietäten derselben Gesteine besitzen dagegen oft eine langgezogen platte Gestalt, welche wie es scheint schon ursprünglich vorhanden war und wohl auf

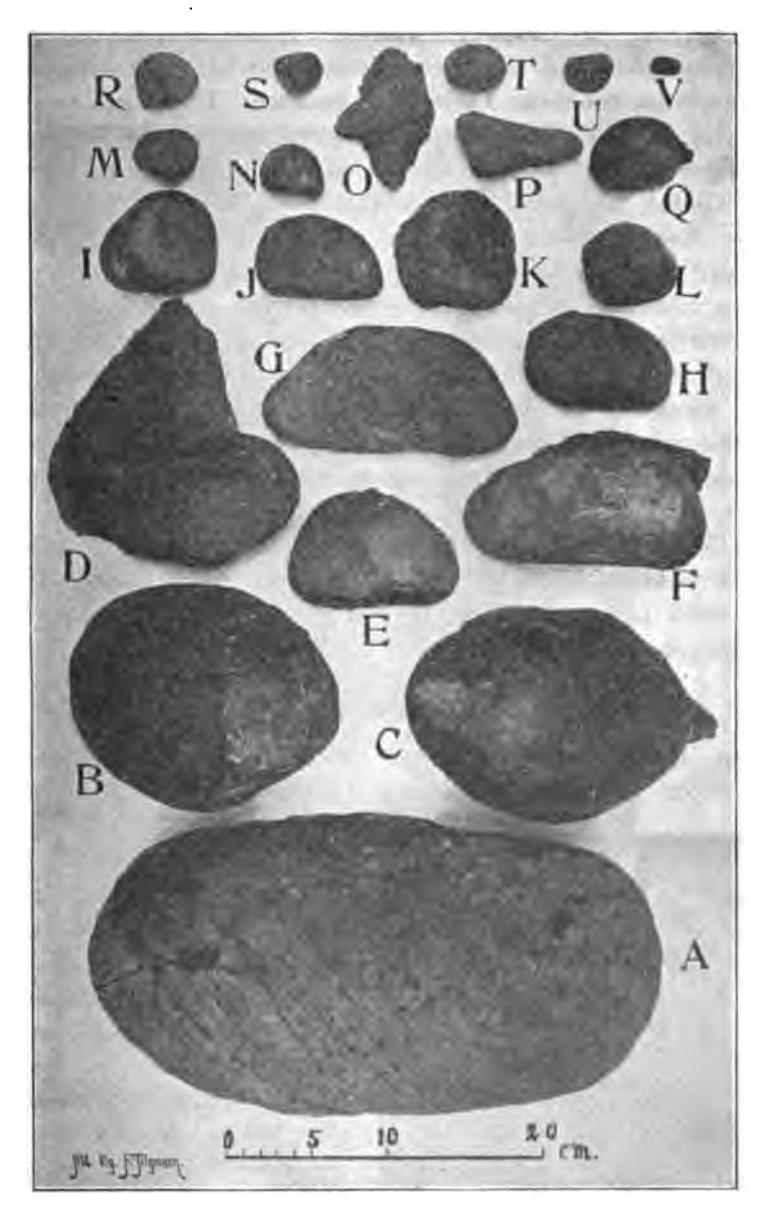


Fig. 23. Gerölle aus den Conglomeratschiefern der Gegend von Tammerfors, z. T. mit anhaftender Schiefermasse. A—D, H—K, N, und P von Paavola in Teisko E—G, L, M, Q, R, T, und U von Veittijärvi in Ylöjärvi, O, S und V von Hormistonlahti in Teisko. Von diesen bestehen B und N aus Syenit, C, I und K aus Diorit oder dioritähnlichem Porphyrit, D, E—G, I, L, M, P, Q, R, T und U aus verschiedenen Porphyritvarietäten O und S aus Phyllit, A, H und V aus Porphyritoid.

der Zerklüftung des Eruptivgesteins beruht, aus dem sie bestehen. Die aus porphyritoidischen Gesteinen bestehenden Gerölle scheinen auch oft ausgeplattet rundliche Formen zu besitzen. Diejenigen Gerölle, die aus Phyllit bestehen, sind meistens kleiner wie die übrigen und besitzen eckige oder nur an den Kanten abgerundete Formen. Eine dreieckige Gestalt ist nicht selten vorhanden. Vergl. Fig. 23, S. *Ganz ähnliche Formen und Grössen besitzen die Gerölle, welche sich noch heutzutage aus dem am Näsijärvi anstehenden Phyllit an den Ufern desselben bilden.* Von dem Wellenschlag wird das bröckliche Gestein in kleinere Stücke zerschlagen, ehe die Gerölle gerundet werden können.

Endlich giebt es auch mehrere Stellen, wo nicht nur die Phyllitgerölle, sonder auch die übrigen, obgleich sie gut getrennt sind und keine Deformation erlitten haben, eine *eckige* Gestalt besitzen, so dass das Gestein eher *Breccia* als Conglomerat genannt werden kann. Diese Varietät tritt aber nur mehr local und in naher Verbindung mit den echten Conglomeraten auf, so dass es wahrscheinlich erscheint, dass auch diese Gesteine Uferbildungen waren, in welchen aber die Gesteinssplitter nicht lange von den Wellen gerollt wurden, ehe sie in dem Sande eingebettet wurden.

Deformationen der Gerölle.

Die ursprünglichen Gestalten der Einschlüsse sind jedoch nur relativ selten vollständig erhalten. Meistens zeigen auch die am meisten verschonten Gerölle geringere Deformationen, so dass sie entweder schwach ausgeplattet werden oder eine Annäherung an eckigere Gestalten zeigen. Vergl. Fig. 23. Dass dieses durch mechanische Einwirkungen zu Stande gebracht ist, wobei die nahe an einander liegenden Gerölle oft gegenseitig ihre Gestalten beeinflussten, geht aus der Fig. 2 deutlich hervor. Noch häufiger kommt es vor, dass die Gerölle in der Weise deformirt worden sind, dass sie zuerst in mehrere Teile zerdrückt wurden, welche dann gegen einander um ei-



Fig. 24.
Geröll von Porphyrit im Conglomeratschiefer von Veittijärvi in Ylöjärvi, das in mehrere Teile zerdrückt worden ist. $1/8$ der nat. Grösse.

nige mm verschoben sind.. Bei der Vermehrung solcher Gleitfugen kann das ganze Geröll stark ausgewaltzt worden sein. Fig. 23 A, und die



Fig. 25. Grosses Geröll von dioritartigem Porphyrit im Conglomeratschiefer von Yli-Paavola in Teisko, welches in mehrere Teile zerdrückt worden ist. 1/4 der nat. Grösse.

Figg. 24 und 25 zeigen Gerölle, welche auf diese Weise in mehrere dünne, gegen einander nur wenig veschobene Platten zerteilt worden sind. Diese Zerteilung war in vielen Fällen schon durch eine ursprünglich vorhandene Parallelstruktur im Gerölle veranlagt. Da es sich

somit auf den weniger stark deformirten Geröllen so deutlich zeigt, dass die Umformung nicht »bruchlos» geschah, ist man wohl berechtigt schon daraus zu schliessen, dass auch in den sehr stark ausgewalzten Varietäten dieser Conglomeratschiefer die Umformung der Gerölle in der Weise geschah, dass jedes Stück sich durch unzählige kleine Brüche in einzelne Stücke zerteilte, welche dann gegen einander verschoben wurden. Es zeigt sich aber auch deutlich, dass im Zusammenhang mit dieser mechanischen Zerdrückung hier wie gewöhnlich starke Mineralneubildungen stattfanden, welche sich vorzugsweise an den schwanzartig ausgepressten Enden der Gerölle ansiedelten. Auch im übrigen zeigen diese stark ausgepressten Conglomeratschiefer keine Abweichungen von den schon mehrmals an anderen Orten beschriebenen gepressten Conglomeraten.

Im Zusammenhang mit der mechanischen Zerdrückung des Gesteins dürfte auch die Erscheinung stehen, dass mehrere der Gerölle von Veittijärvi und anderen Localitäten von schmalen Quarzadern durchzogen sind, welche nicht in die umgebende Schiefermasse übergehen. Sie könnten wohl auch schon in dem anstehenden Gestein, aus welchem das Gerölle gebildet wurde, entstanden sein. Dann müsste man aber erwarten, dass die Quarzadern aus der Oberfläche der Gerölle in der Form von Wülsten hervorragen würden, was aber nicht beobachtet wurde.[1] Die Verteilung dieser Quarzadern ist auch eine solche, dass es wahrscheinlich erscheint, dass sie erst bei dem Aufrichten der Schichten durch Druck auf das starre Gestein entstanden. Die zuweilen recht lose Verbindung zwischen den Geröllen und der umgebenden Schiefermasse und die verschiedene Festigkeit beider machen es erklärlich, dass sie nicht in dem Schiefer fortsetzten.

Grösse der Gerölle.

Die Grösse der Gerölle ist eine sehr wechselnde (Vergl. die Figg.) Das grösste von denen, die ich wahrgenommen habe, befand sich bei Paavola (Kumminniitty) in Teisko und bestand aus dioritähnlichem Porphyrit. Die Dimensionen in den drei Hauptrichtungen waren 48, 35 und 18 cm. Ein aus Syenit bestehendes Geröll von Kärki maass 45, 38 und 12 cm.

Anderseits giebt es auch Gerölle, die bei einem Durchmesser

[1] Vergl. *J. Lehmann*, Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine s. 124 ff.

von 2 und 1,5 cm die Rundung noch deutlich zeigen. Diejenigen, welche kleiner sind, besitzen vorwiegend mehr eckige Gestalten.

Auf je einen Quadratmeter rechnet man gewöhnlich c. 300—400 Gerölle, es wechselt aber natürlich diese Zahl mit der Grösse der Gerölle. In den Gesteinen, wo sie alle ganz klein sind, sind gewiss Tausende von Schnitten in jedem Quadratmeter zu sehen, in den groben Conglomeraten dagegen nur ganz wenige.

Relative Menge der als Gerölle vorkommenden Gesteine.

Wie aus an mehreren Localitäten angestellten »Steinrechnungen» hervorgeht, bilden die Porphyrite in ihren verschiedenen Varietäten meistens über die Hälfte der Gerölle, und werden oft fast alleinherrschend. Nächst ihnen sind die Porphyritoide am häufigsten repräsentirt. Die aus Phyllit und Leptit bestehenden Gerölle sind, wenn sie überhaupt vorkommen, meistens sehr zahlreich, während dagegen die syenitischen und dioritischen Tiefengesteine, obgleich besonders erstere sehr konstant an den verschiedenen Localitäten angetroffen werden, immer in geringer Menge vorkommen. Fast niemals dürften sie über 2 %, meistens aber unter 1 % der ganzen Anzahl betragen. Die mittelkörnige Varietät ist immer viel häufiger, vielleicht doppelt zahlreicher im Vergleich zu der grobkörnigen vorhanden.

Lage der Gerölle im Gestein.

Auch die Lage der Gerölle im Gestein ist wie schon aus den Tafeln ersichtlich sehr verschieden. Gewöhnlich liegen sie mit ihrem kleinsten Durchmesser normal gegen die Schieferung des Gesteins, welche mit der Schichtung übereinstimmt. Diese Lage ist in mehreren Fällen eine ursprüngliche, in anderen beruht sie auf nachträglichen Druckwirkungen. Die längsten Durchmesser der länglich ausgezogenen Gerölle können innerhalb der Schichtebene jede beliebige Lage einnehmen. (Vergl. Tafel I). Es können aber auch die länglichen Gerölle gelegentlich ganz schief gegen die deutlich wahrnembare Schichtung liegen (Vergl. Tafel II), was auch ein starker Beweis für ihre Natur echter Gerölle sein dürfte.

Beschaffenheit des Cämentes.

Wenn ich nun zur Schilderung des Cämentes übergehe, so ist erstens zu bemerken, dass in vielen der betreffenden Gesteine bezüglich der Korngrösse kein scharfer Unterschied zwischen den Geröllen und dem Cäment besteht.

Dieses gilt besonders vom Gestein von Heinänen. Unter den makroskopisch sichtbaren Geröllen giebt es schon zahlreiche, deren Grösse kaum diejenige einer Erbse erreicht. Mikroskopisch beobachtet man nun zahlreiche noch kleinere Fragmente, an welchen man bei einem Durchmesser von 0,3 mm noch zuweilen eine deutliche Rundung der Ecken wahrnehmen kann. Auch in diesen kleinen Fragmenten kann man die Gesteinbeschaffenheit oft gut erkennen, besonders wenn sie aus Phyllit oder aus Eruptivgesteinen mit dichter Grundmasse bestehen, in welchen letzteren die Einsprenglinge von den Grenzen des Fragmentes oft scharf abgeschnitten werden. In einem Dünnschliffe, dessen Areal c. 15 cm² betrug, konnte ich wenigstens 25 verschiedene Gesteinsfragmente unterscheiden. Zwischen den Gesteinssplittern findet man nun in diesem Gestein zahlreiche eckige Fragmente von Plagioklas, welcher ganz dieselbe Beschaffenheit wie der Andesin der geschilderten porphyritischen Effusivgesteine besitzt, daneben in spärlicherer Menge Fragmente von Labrador (mit einer Maximalauslöschung von 15° in symmetrischen Schnitten), weiter reichlich Biotitschüppchen, die oft zu kleinen Anhäufungen zusammentreten, rundliche Körner von Quarz mit einem Durchmesser von höchstens 0,5 mm, auf einzelnen Stellen Körner von Mikroklin und von Mikropegmatit. Ausser diesen Gemengteilen, welche beweislich allothigen oder durch die Umwandlung von allothigenen Gemengteilen entstanden sind, trifft man aber auch neugebildete Körner von Epidot und Quarz, unregelmässig ausgestreute Schuppen von Biotit und Muscovit etc. an, welche nicht nur zwischen den übrigen Gemengteilen, sondern auch ihre Grenzen überquerend und unregelmässig in denselben eingestreut vorkommen. Dadurch cämentiren sie das Ganze



Fig. 26.
Conglomeratschiefer von Heinänen in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

zu einer fest verbundenen Masse von durchaus krystallinischem Charakter (Vergl. Fig. 26).

Die Abbildungen dieser Conglomeratschiefer und die petrologische Schilderung, bei welcher es hauptsächlich gilt die ursprüngliche Beschaffenheit zu reconstruiren, und wo deswegen alle primären Züge gleichsam mit übertriebener Deutlichkeit hervortreten müssen, werden leicht die Vorstellung hervorrufen, dass das Gestein noch durchaus den Habitus eines klastischen Conglomerates besitzt, und dass es somit unrichtig ist, dasselbe als einen krystallinischen Schiefer zu bezeichnen. Nimmt man die Wörter krystallinisch und klastisch als Gegensätze, und will man somit nur diejenigen Gesteine krystallinisch nennen, welche vorwiegend oder ausschliesslich aus authigenen Gemengteilen bestehen, so wäre wohl das betreffende Gestein eher zur Abteilung der klastischen Gesteine zu rechnen. Dann werden aber eine Menge der typischsten »krystallinischen Schiefer» dasselbe Schicksal erfahren. Denn wann wurde von den Phylliten, Hornblendeschiefern etc. der Beweis erbracht, dass in ihnen jedes Quarz- oder Feldspatpartikelchen authigen entstand?

Nimmt man aber den Namen krystallinischer Schiefer mehr als eine Bezeichnung für den *Habitus*, dann ist dieses Gestein sicher dieser Gruppe zuzuzählen. Es wird übrigens jedem, der sich für diese Sache interessirt, leicht sein, sich ein Stück von diesem Conglomeratschiefer zu verschaffen, und ich zweifle nicht daran, dass die meisten Petrologen es genügend krystallin finden werden. Meiner Ansicht nach steht z. B. der von Sauer beschriebene Conglomeratgneiss von Ober-Mittweida den klastischen Gesteinen noch viel näher als die hier geschilderten Gesteine.

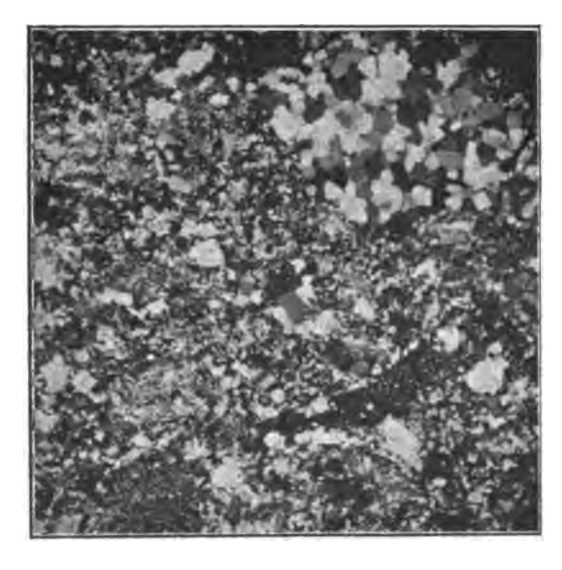


Fig. 27.
Conglomeratschiefer von Palovuori in Teisko. Rechts oben ein Quarzitgeröll. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Übrigens tritt die klastische Beschaffenheit nur selten so deutlich hervor wie in der Varietät von Heinänen.

Untersucht man z. B. das Cäment des Gesteins, welches in Palovuori in Teisko (O. von Heinänen) ansteht, so findet man, dass hier weit reichlicher Biotit als in dem vorigen vorkommt. Er tritt nicht nur in den schon mehrmals erwähnten wohlbegrenzten Anhäufungen auf, welche wie es scheint aus der pseudomorphosenartigen Umwandlung verschiedener Mineralien entstehen können, sondern kommt auch zwischen und in den übrigen Mineralien eingestreut, dieselben mit einander fest verbindend, vor. Obgleich die klastischen Gemengteile in diesem Gestein nicht eben so scharf begrenzt sind wie in dem Gestein von Heinänen, kann man mit einiger Aufmerksamheit auch hier eine ganze Menge Gesteinsfragmente verschiedener Beschaffenheit unterscheiden. In einem Dünnschliff, dessen Areal c. 4 cm^2 betrug, konnte ich wenigstens hundert Fragmente, die 0,5—1 mm im Durchschnitt massen, unterscheiden, dagegen nur ein einziges Stück, dessen Durchmesser 2 mm betrug.

Der Conglomeratschiefer von Hormistonlahti und den Localitäten östlich davon ist, was das Cäment angeht, oft dem Gestein von Heinänen ähnlich. Der klastische Charakter tritt jedoch nicht ganz ebenso deutlich wie in diesem Gestein hervor, und zwischen den kleinen Gesteinsfragmenten findet man Biotit in sehr reichlicher Menge. Es giebt aber hier auch Gesteine, in welchen das Cäment hauptsächlich aus Hornblende-(Uralit)körnern gebildet wird und als tuffartig bezeichnet werden muss.

Das Gestein in dem nördlichen Conglomeratlager im N.O. von Hormistonlahti, z. B. dasjenige, welches aus der Kanalsprengung von Ala-Pirilä genommen wurde, hat, was das Cäment anbetrifft, z. T. einen etwas verschiedenen Charakter. Dieses Gestein erweist sich mikroskopisch als von kleinen Biotitschüppchen vollständig durchwachsen, und im Cäment kommen auch kreuz und quer liegende Strahlsteinstengel reichlich vor. Durch diese Neubildungen wird die makroskopisch so deutlich hervortretende Conglomeratstruktur stark maskirt.

In demjenigen Teil desselben Conglomeratlagers, welches im Süden von Tervojanlahti (W. von Värmälän Isokartano) ansteht, hat das Cäment eine grünliche Farbe und ist reich an Krystallen von Uralit. U. d. M. erkennt man, dass die Substanz dieser Krystalle z. T. von eingewanderten Biotitschüppchen ersetzt worden ist, welche auch übrigens im Gestein reichlich vorkommen. Auch Strahlsteinstengel

kommen hier überaus reichlich vor, das ganze Gestein wie ein Unkraut durchwachsend. Bei dem Vergleich mit anderen in der Nähe vorkommenden Gesteinen wird es klar, dass *Tuffmaterial* hier an der Zusammensetzung des Conglomerates beteiligt war.

Das Cäment des Gesteins von Veittijärvi unterscheidet sich von demjenigen der Gesteine von Hormistonlahti und Heinänen nur dadurch, dass hier Biotitschüppchen, Epidotstengel, Quarz- und besonders Kalkspatkörner reichlicher als dort vorkommen, und die klastische Struktur deswegen etwas mehr verwischt ist.

Es ist schwer, alle die meist geringfügigen Variationen genau zu verfolgen, durch welche sich die Conglomeratschiefer der verschiedenen Localitäten von einander unterscheiden. Wenn nun die Schilderung an Vollständigkeit etwas zu wünschen übrig lässt, so wird es jedem Leser leicht sein diese Lücken zu complettiren, weil wir im folgenden bei mehreren verschiedenen Schiefergesteinen ganz denselben Schwankungen, und zwar innerhalb etwas weiterer Grenzen, begegnen werden.

Doch werden wir noch im folgenden ein Conglomeratgestein kennen lernen, dessen Struktur von den früher geschilderten stärker abweicht und derjenigen eines Gneisses gleichkommt. Zuerst werden wir aber die noch unerwähnt gebliebenen Conglomeratvorkommnisse von demselben Typus, welcher bei Näsijärvi vorkommt, kurz berühren.

Übrige Vorkommnisse ähnlicher Conglomeratschiefer.

Ausser in der Gegend an beiden Seiten des Näsijärvi-Sees trifft man hier noch conglomeratische Bildungen an vielen anderen Stellen an, und zwar in all den verschiedenen Schiefergebieten.

Die unbedeutenden und wenig typischen Vorkommnisse im östlichen Teil des Tammerfors—Päijännegebietes wurden schon erwähnt. Im Westen von Tammerfors findet man in dem kleinen eckenartig vorspringenden Teil des Tammerforsgebietes ein Conglomeratlager, welches eine Mächtigkeit von 10—20 m besitzen dürfte. Die Gerölle, welche oft gut gerundet sind, bestehen vorwiegend aus porphyritischen und porphyritoidischen Gesteinen. Gerölle, die aus dem in der Nähe anstehenden *Leptit* bestehen, wurden auch beobachtet, was von Interesse ist, weil es beweist, dass dieser dem älteren Teil der hiesigen Schieferformation angehört. Das Cäment des Conglomerates ist z. T. tuffartig und zeigt oft keine augenfällige Schichtung.

Im *Suoniemigebiet* findet man am Südufer des Sees Mahnalanselkä ein schmales Lager von stark gepresstem Conglomeratschiefer.[1] Auch der Leptit selbst ist wie aus der im folgenden zu gebenden Beschreibung hervorgehen wird, stellenweise conglomeratartig ausgebildet.

Im *Viljakkalagebiet* habe ich an einer Stelle einen wenig typischen, aber doch unzweifelhaften Conglomeratschiefer beobachtet und auch im *Heittolagebiet* wurde ein solches Gestein wahrgenommen. Weiter trifft man unter den einschlussartig im Granit von Jämijärvi vorkommenden relativ kleinen Schieferpartien solche an, die aus einem gut erkennbaren Conglomeratschiefer bestehen. Auf einem aus solchem Gestein bestehenden Felsen ist ein an der südlichen Seite der Landstrasse einige Kilometer O von der Kirche liegender Bauernhof gebaut.

Im südlichsten Teil des *Kankaanpääagebietes* findet man in der Nähe des Hofes *Isovesi* ein einige Meter mächtiges Conglomeratlager, in welchem die Gerölle meistens klein und ziemlich stark ausgepresst sind. Weiter steht dasselbe Gestein im S.O. von der Kirche Kankaanpää an und bildet hier nahe neben einander zwei in N. 30—70° W. streichende Lager, von denen das nördliche am Bauernhof Nevala, das südliche W. von Kalliomäki und Nevamäki zum Vorschein kommt. Unter den Geröllen wurden auch solche beobachtet, die aus granitischen Gesteinen bestehen.

Weiter findet man bei der Landstrasse im O. von der Kirche Kankaanpää zwei in N. 10—15° W. streichende Lager von einem Conglomeratgestein, welches z. T. eine fast massige Struktur besitzt und offenbar durch die Contacteinwirkung des im Norden davon anstehenden Granites, welcher in der Nähe in Form von Gängen häufig vorkommt, stark umgewandelt worden ist. Dieser Conglomeratschiefer schliesst sich somit schon dem im folgenden zu beschreibenden gneissartigen Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi an.

Endlich findet man auch im Schiefergebiet des nördlichen Lavias bei dem Bauernhof *Seppä* zwei schmale Lager von sehr typischem Conglomeratschiefer.

Alle diese zuletzterwähnten Vorkommnisse habe ich nicht eingehender petrographisch untersucht. Es wäre aber eine sehr interessante Auf-

---

[1] Dieses Conglomeratlager glaubte ich früher, als ich noch nicht das Leptitgebiet von Suoniemi kennen gelernt hatte, den älteren Schiefern dieser Gegend zuzählen zu müssen (vergl. Fennia 8, N:o 3, S. 25). Bei der Revision der von einem Assistenten gemachten Aufnahme des nördlichen Suoniemis stellte es sich heraus, dass dieses Conglomeratlager an der Grenze zwischen den älteren und jüngeren Schiefern vorkommt, und unzweifelhaft zu den letzteren gehören muss.

gabe, das Studium der als Gerölle auf diesen verschiedenen Localitäten vorkommenden Gesteine in noch grösseren Details zu verfolgen. Denn ein solches Studium würde uns nicht nur weitere Aufschlüsse über die uralten vulcanischen Gesteine geben, die wir hier angetroffen haben, sondern könnte auch vielleicht bei einer durchgeführten statistischen Behandlung des Materiales einige Andeutungen von der Verbreitung der Gesteine liefern, welche zur Zeit der Bildung der Conglomeratlager an der Erdoberfläche lagen, also mit anderen Worten uns einen Einblick in die Geographie der einstmaligen Festländer geben, aus welchen alle diese Gerölle stammen.

Gneissartige Conglomeratschiefer (Conglomeratgneisse) von Suodeniemi.

Von überaus grossem Interesse ist ein Conglomeratschiefer, welcher in Suodeniemi dicht an der südwestlichen Grenze des Lavia—Suodeniemi-Schiefergebietes vorkommt und welcher unzweifelhaft auch derselben Reihe wie die im vorigen geschilderten Gesteine gehört. Er ist aber bei weitem stärker metamorphosirt wie diese, so dass die Struktur nicht derjenigen eines Phyllites, sondern eines Glimmerschiefers oder Gneisses gleichkommt.

Wenn man dem Pfad folgt, welcher S. von dem Bauernhof *Harju* in Suodeniemi gegen W. nach Heinäjärvi führt,[1] trifft man an der Waldgrenze im Süden von *Suodejärvi* einen Fels an, welcher aus diesem Gestein besteht. An dessen Oberfläche findet man mehrere tausende Schnitte dicht an einander liegender Gerölle von sehr verschiedener Beschaffenheit. Der moutonnirte und geschliffene Fels, welcher bis er von mir gereinigt wurde, von einer dichten Moosbedeckung verhüllt war, ist von der erosiven Einwirkung der Humussäuren auf verschiedenen Stellen ungleich stark angriffen worden, so dass die meisten Gerölle Vertiefungen bilden, die von Wülsten umgeben sind, während einige in schwachem Relief hervortreten. Sie sind aber stets mit dem umgebenden Cäment innig verwoben und ihre Mehrzahl auch der Beschaffenheit nach von diesem wenig verschieden. Im frisch geschlagenen Gestein kann man deswegen die an der Oberfläche so deutlich hervortretende Conglomeratstruktur nur mit Schwierigkeit erkennen; das

[1] Man vermeide den nördlichen Weg, welcher dem schönen Ås von Harju (harju bedeutet eben Ås) und dem Südufer des Suodejärvi folgt; der richtige Weg läuft S. der Acker und Wiesen von Harju dem vorigen parallel auf einer Entfernung von einigen hundert Metern.

Gestein sieht vielmehr wie ein von dunkleren und helleren Flecken überstreuter Hornblendegneiss aus.

Die meisten Gerölle zeigen eine schöne und regelmässige Rundung, welche ihre Natur echter Gerölle ausser Zweifel stellt. Einige sind jedoch lang ausgezogen oder unregelmässig zugespitzt (Vergl. die Taf. III und Fig. 28). Sie messen durchschnittlich c. 4—6 cm im Diameter, einzelne bis 15 cm, während eine grosse Menge einen Diameter von weniger als 2 cm besitzen. Auf einem Quadratmeter zählte ich 500—600 Gerölle.



Fig. 28.
Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi. $^1/_5$ der nat. Grösse.

Unter diesen bestanden einige (kaum 1%) aus z. T. mittelkörnigem, z. T. ganz glasigem *Quarzit*, vereinzelte auch aus gneissartigem *Glimmerschiefer*. Unter den übrigen findet man mehrere (höchstens 1%; in der ganzen, c. 15 m^2 messenden Oberfläche des Felsens konnte ich nur 50 Stück deutlich erkennen), welche aus einem sehr charakteristischen Gestein bestehen, welches breit tafelförmige, graue Plagioklaskrystalle in einer dunklen, feinkörnigen, hornblendereichen Masse er-

kennen lässt. Ein ähnliches Gestein wird in der Umgegend im Liegenden der Schieferformation anstehend angetroffen und wurde von mir *Lavialit*, beziehungsweise *Laviagneiss* genannt. Ich wende den Namen nur der Bequemlichkeit wegen an als gleichbedeutend mit »Laviagestein» und beanspruche dafür keinen Platz in der schon so überreichen petrologischen Nomenclatur.

Andere Gerölle zeigen eine analoge Zusammensetzung, in ihnen sind aber die Plagioklaseinsprenglinge ganz klein, zuweilen auch undeutlich begrenzt, so dass sie nur wie hellere Fleckchen oder Punkte hervortreten. Diese porphyritoidische Gesteine finden sich schon häufiger, vielleicht zu 5 %. Andere porphyrische oder porphyroidische Gesteine zeigen eine graue, felsitische Hauptmasse und einsprenglingsartig hervortretende Uralitkrystalle. Endlich besteht die grosse Mehrzahl der Gerölle aus hornblendereichen, dunkelgrünen oder grünlichgrauen Gesteinen, welche eine gleichsam verwischte Struktur zeigen und die man schwer hat, genau zu charakterisiren. Sie mögen hier als *hornblendegneissartige Gesteine* bezeichnet werden.

Beschaffenheit der Gerölle.

Quarzit und Glimmerschiefer.

Wie man mikroskopisch erkennt, besteht der als Gerölle vorkommende Quarzit hauptsächlich aus in mehrere Felder zerdrückten Quarzindividuen, welche mit zackigen Grenzen in einander greifen, wie dieses bei stark gepressten Quarziten immer vorkommt (Vergl. Fig. 29). Daneben kommen in sehr geringer Menge kleine Blättchen von Biotit, Körner von Mikroklin, Stengel von grüner Hornblende sowie sehr spärlich kleine Zirkone und Magnetitkörner vor.



Fig. 29.
Quarzit, als Geröll im Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Ein völlig ähnliches Gestein habe ich nicht in der nächsten Umgegend anstehend beobachtet. Wohl findet man aber in Suodeniemi ein Gestein anstehend, welches sich nur durch den etwas grösseren Glimmerreichtum von dem geschilderten unterscheidet, und welcher entweder als quarzreicher Glimmerschiefer oder glimmerreicher Quarzit bezeichnet werden kann. Es gehört zu dem Liegenden der Schieferformation von Lavia und Suodeniemi (d. h. der s. g. Gneissformation) und wird auch als Gerölle beobachtet. Auch der als Gerölle vorkommende Quarzit muss ohne Zweifel aus derselben Formation stammen, da er ungleich stärker metamorphosirt ist als der als Gerölle bei Heinänen angetroffene Quarzit und überhaupt stärker als alle diejenigen Gesteine, welche beweislich den jüngeren Schiefern angehören.

In einiger Entfernung von dieser Gegend kommen ähnliche, überaus stark gepresste Quarzite an mehreren Stellen vor, so z. B. im Tiirismaa bei Lahtis, südlich von Päijänne, bei Tytärsaari am Finnischen Meerbusen und in dem grossen Schiefergebiet nördlich von Ladoga, und dürften auf allen diesen Stellen älter als die betreffenden geröllführenden Schiefer sein.

»*Lavialit*».

Die in dem Gestein, welches ich Lavialit genannt habe, makroskopisch so deutlich hervortretende porphyroidische Struktur zeigt sich auch mikroskopisch, obgleich nicht mit derselben Deutlichkeit.

Die als Einsprenglinge hervortretenden Feldspate bestehen fast durchweg aus einem Plagioklas, welcher in symmetrischen Schnitten eine Maximalauslöschung von etwa 20° besitzt und dessen Brechungsexponent erheblich grösser ist als derjenige des Quarzes. Dieser *Labrador* zeigt ausser den meistens sehr breiten, aber unregelmässigen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz auch andere ganz schmale und dicht bei einander liegende Periklinzwillingslamellen.

Dass dieser Feldspat ein primärer Gemengteil ist, geht daraus am deutlichsten hervor, dass die Krystalle von den Grenzen der Gerölle quer durchschnitten werden. Siehe Fig. 28, wo das links unten liegende grosse Geröll aus Lavialit besteht. Die Grösse der verschiedenen Individuen ist in jedem Geröll eine gleichförmige. Am häufigsten messen sie etwa 1 × 0.5 cm, und dieselbe Grösse besitzen sie auch in dem anstehenden Gestein. Eine ursprüngliche idiomorphe Begrenzung ist noch bei einigen Krystallen unverkennbar, obgleich in den meisten die Krystallform durch die innerhalb der Grenzen des Minerales vorsichgegangene reichliche Neubildung anderer Mineralpar-

tikel sowie durch ihre mechanische Zerbrechung stark beeinträchtigt worden ist.

Bald sind die Labradorkrystalle in der Weise verändert, dass sie wie von zahlreichen Löchern durchbohrt erscheinen, welche von Quarz ausgefüllt worden sind. Diese »Löcher» sind entweder rundlich begrenzt, oder auch sind ihre äusseren Umrisse geradlinig und nach den krystallographischen Constanten des Wirtes orientirt. Manche der Labradorkrystalle sind auf diese Weise so zerfressen, dass sie an Krystallskelette erinnern und ihre äussere Begrenzung ganz undeutlich wird (vergl. Fig. 30, rechts unten).



Fig 30.
Lavialit, als Geröll im Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In anderen Fällen treten kleine rundlich begrenzte Körner von *Mikroklin* als Einschlüsse an Stelle des Quarzes auf, deren Substanz bald verschieden, bald mit dem umgebenden Feldspat gleich orientirt ist. Oder auch ist der Labrador von einer Unzahl kleiner, meistens rundlich begrenzter Biotittäfelchen gefüllt, welche vorwiegend parallel den Spaltrissen liegen. Dieselbe Rolle spielen auch zuweilen Amphibolsäulchen, die auch annäherungsweise Krystallbegrenzung zeigen.

Alle diese Neubildungen sind niemals unregelmässig strahlig oder schuppig, sondern kompakt-körnig.

Die mittelkörnige Masse, welche die Labradoreinsprenglinge umgiebt, ist meistens sehr reich an grüner Hornblende, welche lange Säulen mit prismatischer Begrenzung bildet, welche oft kleine Körnchen der farblosen Mineralien umschliessen. Sie liegen in der ganzen Masse regellos eingestreut, und ragen zuweilen mit ihren Enden in die grösseren Feldspate hinein. Ihre sekundäre Natur dürfte jedoch ausser Zweifel stehen.

Neben der Hornblende und diese z. T. vertretend, findet man einen sehr stark pleokroitischen Biotit, der bald kleinere, jedoch immer ganz kompakte Blätter, bald vereinzelte grössere Partien bildet, die eine ganze Menge der farblosen Mineralien einschliessen. Oft ist das Gestein gleichwie mit einem Staub von Magnetitklümpchen gefüllt. Titanit wurde auch beobachtet.

Zwischen den farbigen Gemengteilen finden sich in wechselnder Menge farblose Körner von Feldspat, hauptsächlich Mikroklin, sowie von Quarz, welcher jedoch zuweilen vollständig fehlt.

Da von allen diesen Gemengteilen nur die Labradorkrystalle als sicher primär gelten können, während die anderen zum grössten Teil beweislich sekundär und zwar recht grobkrystallinische Neubildungen sind, so kann man nicht erwarten, hier einige feinere Züge der primären Struktur noch entdecken zu können. Die porphyrische Struktur ist aber dennoch so unzweifelhaft, und die chemische Beschaffenheit scheint so wenig mit der Annahme einer rein sedimentären Entstehung vereinbar, dass man nicht daran zweifeln kann, dass dieses Gestein ursprünglich entweder ein Eruptivgestein (Effusivgestein) oder ein zu einem solchen gehöriger Tuff war, welcher später stark metamorphosirt worden ist. Nach der jetzigen mineralogischen Zusammensetzung würde man ein Gestein der Dioritfamilie vermuten.

Das Gestein dieser Gerölle ist wie schon erwähnt wurde mit grosser Wahrscheinlichkeit mit einem in der Umgegend anstehenden zu identificiren, welches von mir nach dem Vorkommen desselben im Kirchspiel Lavia *Lavialit*, beziehungsweise Laviagneiss, genannt wurde. Das in grösseren Massen vorkommende Gestein ist zwar meistens noch stärker als die Gerölle metamorphosirt worden. Die am besten erhaltenen Varietäten zeigen jedoch noch fast ganz dieselbe Beschaffenheit, und die Metamorphose ist in beiden demselben allgemeinen Gang gefolgt. Das anstehende Gestein gehört der Gneissformation an, welche das Liegende der Schiefer von Lavia und Suodeniemi bildet.

Andere porphyritoidische Gesteine.

Unter den übrigen Geröllen findet man, wie erwähnt wurde, zahlreich Gesteine, welche sich nur dadurch von dem Lavialit unterscheiden, dass die einsprenglingsartig hervortretenden Plagioklase viel kleiner sind, so dass sie nur einige mm in der Länge messen. Diese Krystalle zeigen ganz dieselben Eigenschaften wie die Labradoreinsprenglinge des Lavialites und sind auf gleiche Weise wie diese verändert

worden. Die umgebende feinkörnige Masse besteht auch hier aus Labrador, Hornblende, Biotit, Mikroklin, Quarz und Magnetit in wechselnden Mengenverhältnissen. Der Labrador scheint zuweilen eine Andeutung einer tafelförmigen Gestalt zu besitzen, ist aber immer sehr stark angegriffen. Dass die Hornblende, welche lange Säulen bildet, sekundärer Entstehung ist, geht daraus am deutlichsten hervor, dass einige Gerölle am Rande viel reicher an Hornblende sind als in der Mitte. Hornblende kommt aber auch einsprenglingsartig und zwar wie es scheint in der Form von Uralitkrystallen vor.

Die mikroskopisch so deutlich hervortretende porphyrische oder porphyritoidische Struktur scheint dafür zu sprechen, dass auch diese jetzt so stark umgewandelten Gesteine ursprünglich porphyritische Ergussgesteine oder ihre Tuffe waren. Die am besten erhaltenen Varietäten erinnern sehr an die Porphyritoide der Gegend von Näsijärvi. Da jedoch das Conglomeratlager von Harju am Boden der sedimentären Schieferformation vorzukommen scheint, während die Conglomerate von Näsijärvi und auch die dort anstehenden Porphyritoide eine höhere Lage besitzen dürften, ist es wahrscheinlicher, dass auch diese porphyritische Gesteine gleichwie der »Lavialit» dem Liegenden der Schieferformation entstammen. Direkte Übergänge zwischen diesen Gesteinen und dem Lavialit scheinen jedoch trotz des sehr ähnlichen Gesteinscharakters nicht vorzukommen.

Hornblendegneissartige Gesteine.

Ein grosser Teil der Gerölle besteht endlich aus wenig charakteristischen und schwer definirbaren Gesteinen, die wir nur um ihnen überhaupt einen Namen geben zu können als hornblendegneissartig bezeichnet haben. Sie bestehen aus denselben Gemengteilen wie die zuletzt beschriebenen Gesteine, ihre Primärstruktur scheint aber noch mehr wie in diesen verwischt worden zu sein. Sie sind meistens sehr reich an kreuz und quer liegenden Krystallen von Hornblende und Biotit. In wechselnden Mengen kommen die farblosen Mineralien, denen wir schon in den anderen Geröllen begegnet sind, sowie Magnetit etc. vor. In Fig. 31 besteht derjenige Teil des Präparates, welcher unterhalb der Linie a b liegt, aus einem solchen »hornblendegneissartigen Gestein».

Wegen der starken Metamorphose lassen sich keine sicheren Schlüsse auf die Herkunft dieser Gerölle ziehen. Ein Teil derselben dürfte wohl nur aus stark umgewandelten Varietäten der schon beschriebenen porphyritoidischen Gesteinen bestehen.

Beschaffenheit des Cämentes.

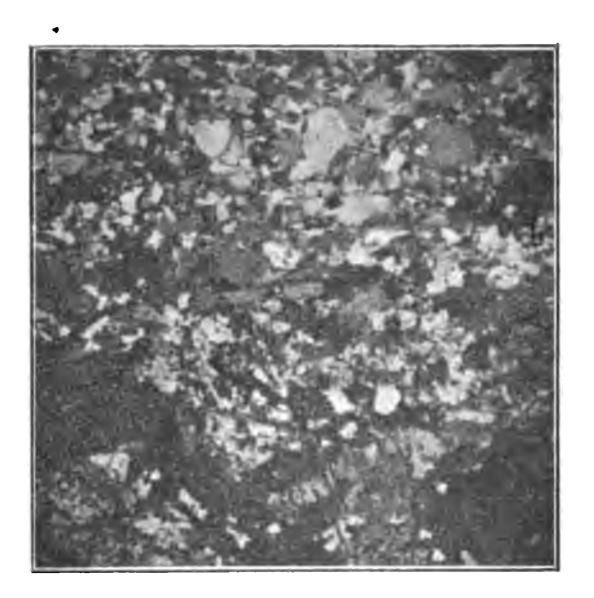


Fig. 31.
Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18. Vergl. den Text.

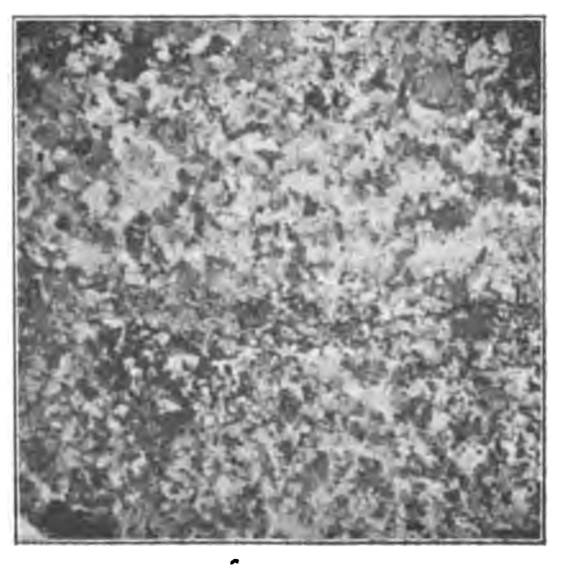


Fig. 32.
Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18. Vergl. den Text.

Wie schon hervorgehoben wurde, sind die Grenzen zwischen den Geröllen und dem sie umgebenden Cäment in diesem Gestein keineswegs so scharf wie in den Conglomeraten der Näsijärvigegend. Wenn auch die Umrisse der Gerölle an der verwitterten Oberfläche ganz deutlich hervortreten (siehe Tafel III und Fig. 28), so ist es doch oft fast unmöglich unter dem Mikroskop dieselben zu erkennen. In einigen Fällen sind wohl die Grenzen der Gerölle durch ausgeschiedenen Schwefelkies oder Magnetit scharf bezeichnet. Meistens verfliessen aber Cäment und Gerölle an den Grenzen in einander und jener zeigt auch ganz dieselbe Struktur und eine sehr ähnliche Beschaffenheit, wie die Mehrzahl der Gerölle.

In der Fig. 31 gehört z. B. der unterhalb der Linie a b liegende Teil einem Gerölle, während der übrige Teil als »Cäment» bezeichnet werden muss, da man darin keine Gerölle erkennen kann.

Die Grenze ist aber bei der gegebenen Vergrösserung kaum zu entdecken. Bei der Betrachtung des Präparates mit dem blossen Auge ist jedoch die Begrenzung des Gerölles recht deutlich zu erkennen. In dem Dünnschliffe, welches Fig. 32 abbildet, besteht ebenfalls der unterhalb der Linie a b liegende Teil aus einem Geröll, der übrige Teil aus »Cäment». Die Grenze ist durch Schwefelkies, welches sich nur innerhalb des Gerölles ausgeschieden hat, scharf markirt. Im polarisirten Licht, wie es die Figur wiedergiebt, ist sie wieder nur mit Schwierigkeit zu erkennen.

Als Bestandteile des Cämentes findet man hauptsächlich Mikroklin, Quarz, grüne Hornblende, Biotit und blassgrünlichen Pyroxen, wozu Schwefelkies und Magnetit in wechselnden Mengen kommen. Auch trifft man gelegentlich denselben stark angegriffenen, ziemlich basischen Labrador an, der auch in vielen Geröllen vorkommt. Mit Ausnahme dieses wahrscheinlich primären Gemengteiles dürften wohl alle die Mineralien, welche jetzt als Cäment zwischen den Geröllen vorkommen, sekundärer Herkunft sein. Ihre Korngrösse schwankt zwischen 0,5 und 3 mm und die Umgrenzung ist sehr unregelmässig. Sie sind zum Teil in buntem Gewirr durcheinander gewachsen, zum Teil liegen sie pflasterartig neben einander, wie es in den echten Schiefern vorzukommen pflegt.

Wegen des Reichtums des Gesteins an relativ groben Körnern von neugebildetem Feldspat kann man es mit demselben Recht gneissartig wie einen Schiefer nennen. Von den bisjetzt beschriebenen Gesteinen dürfte wohl dieses dem Begriff Conglomeratgneiss am nächsten kommen. Jedoch habe ich in anderen Gegenden Finlands, nämlich in der Schieferformation N. vom Ladoga, Gesteine gefunden, welche ebenfalls ganz unzweifelhaft Conglomerate sind, in welchen aber die allothigenen Gemengteile noch vollständiger wie hier verschwunden sind. Diese Conglomeratschiefer oder -gneisse stehen somit vielleicht noch einen Schritt tiefer auf der Scala der metamorphosirten Conglomerate wie das eben beschriebene.

Noch auf einer anderen Stelle findet man in dem Schiefergebiet von Suodeniemi ein conglomeratartiges Gestein, welches seiner Struktur nach einem Gneisse nahe steht.

In dem uralitreichen Porphyritoid, welcher N. des kleinen Sees Hoivasjärvi, O. der Kirche Suodeniemi ansteht, findet man nämlich eine c. 100 m breite Zone, in welcher der Porphyritoid dicht an einander liegende, rundliche Einschlüsse von Gesteinen enthält, welche ihrer Beschaffenheit nach von der Hauptmasse meistens nur wenig abwei-

chen.[1] Ein Vergleich mit den conglomeratartigen Schiefern der Näsijärvigegend lässt darüber keinen Zweifel übrig, dass wir es auch hier mit einem solchen Gestein zu thun haben. Es ist aber jetzt durchaus krystallinisch und recht grobkörnig, so dass es eine hornblendegneissartige Beschaffenheit besizt. Wir werden im folgenden zu diesem Gestein zurückkehren nnd dabei ein Bild seiner Struktur geben.

Porphyrite und Porphyritoide.

Nächst den conglomeratartigen Gesteinen sind die Schiefer, welche porphyrische Uralit- und Plagioklaskrystalle enthalten, diejenigen, in denen man die Umwandlungsvorgänge am besten studiren kann, und deren primäre Beschaffenheit sich am leichtesten reconstruiren lässt.

Wir können hier wie Lossen in seinen gedankenreichen Schriften über Gesteinsmetamorphose sagt, von der »sicheren unanfechtbaren Thatsache der Pseudomorphosenbildung» ausgehen und »besitzen in den primären Mineralien und primären Structuren der Erstarrungsgesteine eine wohlbekannte Grösse, die wir unserem Urtheil zu Grunde legen können, einen festen Maassstab, an welchem Art und Grad jener secundären Mineralien und secundären Structuren gemessen werden können, welche die Natur des metamorphischen Gesteins mehr oder weniger ausmachen».[2]

Uralitporphyrite.

In einer früheren Arbeit habe ich schon den Versuch gemacht, das oben angeführte Princip Lossens auf das Studium von metamorphosirten archäischen *Eruptivgesteinen* (Ergussgesteinen) anzuwenden, nämlich auf die s. g. Uralitporphyrite, welche in Kalvola, Tammela etc. in der Gegend W. von Tavastehus vorkommen und ein grosses Gebiet bilden.

Ganz ähnliche Gesteine kommen auch unter den Schiefern der Tammerforsgegend vor, obgleich hier in sehr spärlicher Verbreitung. Ich habe sie hier auf folgenden Stellen gefunden:

Am Nordende des Sees Keijärvi in Ylöjärvi, wo eine kleine

---

[1]) Im Norden von dem Bache, welcher den Abfluss des Hoivasjärvi bildet, ist dieses Gestein am besten zu sehen und wird von einem Pfad überquert, welcher zur Kirche Suodeniemi führt.

[2] K. A. Lossen. Jahrbuch der preuss. geol. Landesanst u. Bergakad. 1883. S. 619.

Bauernhütte auf einem Felsen gebaut ist, welcher aus einem zähen Uralitporphyrit mit grauer, fast dichter Grundmasse besteht.

Nördlich von Työläjärvenoja (S. von *Hirvijärvi*) in demselben Kirchspiel wurde ein Uralitporphyrit in Contact mit einem grauen Granit gefunden, ohne dass ich aus den Contactverhältnissen schliessen konnte, welches Gestein älter war.

Endlich fand ich auch O. von *Pohtola* in Teisko einen ähnlichen Uralitporphyrit, welcher unmittelbar im Süden von dem hier vorkommenden mächtigen Conglomeratläger ansteht.

Da ich die ganz ähnlichen Gesteine des Tammelagebietes schon früher eingehend beschrieben habe [1], kann ich hier ganz kurz sein und verweise den Leser übrigens auf diesen Aufsatz.

Die Uralitporphyrite der Tammerforsgegend sind wie jene dunkelgrüne Gesteine, in welchen man mit dem blossen Auge 3—6 mm grosse Uralitkrystalle in einer feinkörnigen Grundmasse erkennt.

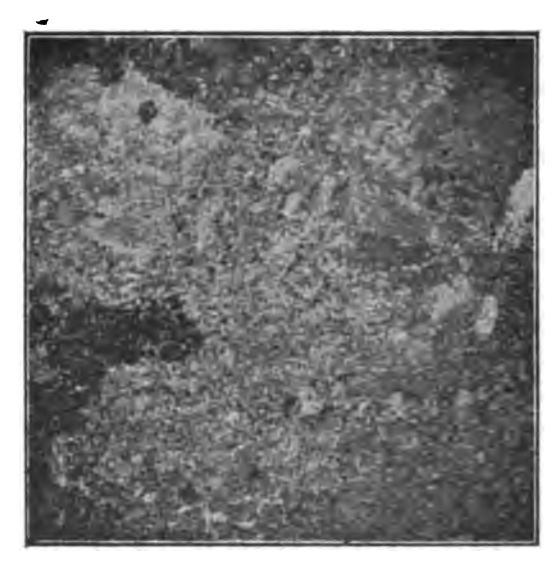


Fig. 33.
Uralitporphyrit von Työläjärvenoja in Ylöjärvi. Rechts oben ein undeutlich hervortretender Uralitkrystall, links eine Anhäufung von chloritisirtem Biotit. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Bei mikroskopischer Beobachtung findet man, dass die Einsprenglinge aus fasriger oder stengliger, grüner Hornblende bestehen, in welcher man fast nie einen Rest des ursprünglichen Augits findet, dessen äussere Krystallform noch so deutlich erhalten ist. Die häufig vorkommenden Zwillingsbildungen und knäuelartigen Verwachsungen der Krystalle sind auch bei dem sekundären Bestande deutlich wiedergegeben (Siehe Fig. 33). Auch hier findet man, besonders in dem Gestein von Keijärvi, die früher beschriebenen protuberanzenähnlichen Säume, welche dadurch

[1] Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finland. Tschermaks Min. u. Petr. Mitth. XII. 1891. S. 97.

entstanden sind, dass die Uralitstengel ausserhalb der ursprünglichen Grenzen der Krystalle fortgewachsen sind.

Es fehlen auch hier nicht die dort beschriebenen scharf begrenzten Anhäufungen von *Biotit* (oft zu Chlorit umgewandelt), welche ich auf Olivin bezogen habe [1] (Siehe Fig. 33).

Zwischen diesen einsprenglingsartig hervortretenden Gemengteilen findet man mehr oder weniger zerstückelte Labradortafeln zusammen mit Hornblendestengeln, Biotitschüppchen und Körnern von Titanit und Magnetit. Dagegen sind Epidot und Zoisit, die in den Tammelagesteinen so reichlich vorkommen, hier fast gar nicht vorhanden. Quarz trifft man in den verschiedenen Präparaten in sehr wechselnder Menge.

Die Verteilung des Plagioklases giebt in dem Gestein von Työläjärvenoja noch eine zwar sehr undeutliche Andeutung von der ursprünglichen (Intersertal-?) Struktur. In den anderen Gesteinen sind dagegen die Einsprenglinge sowie die Gemengteile der Grundmasse so reichlich mit »unkrautartiger» Hornblende durchwachsen, dass die Primärstruktur nicht mehr deutlich zum Vorschein kommt. Vergleicht man aber diese Gesteine mit den früher bekannten von ähnlicher Zusammensetzung, so kann man nicht daran zweifeln, dass sie echte effusive Uralitporphyrite, d. h. Melaphyre oder Basalte in dynamometamorpher Facies sind. Das Gestein von Työläjärvenoja wurde von H. Berghell analysirt. Das Resultat wird unten angeführt. Zum Vergleich gebe ich die von Dr. C. F. Forsberg ausgeführte Analyse des typischen Uralitporphyrites von Kalvola (Kartenblatt Tammela) wieder.

	Uralitporphyrit von Työläjärvenoja in Ylöjärvi, Gegend von Tammerfors.	Uralitporphyrit von Pikonkorpi in Kalvola, Kartenblatt Tammela.
SiO_2	49,34	48,64
Al_2O_3	14,52	11,68
Fe_2O_3	16,05	10,57
FeO		6,31
MnO	—	0,39
MgO	5,72	6,78
CaO	9,11	10,88
Na_2O	3,02	2,90
K_2O	1,23	1,01
Glühverl.	1,60	1,02
Summa	100,59	100,18

[1] l. c. S. 106.

Die Übereinstimmnng dieser Zahlen unter einander und mit denen vieler Melaphyre und Basalte ist sehr gross und giebt eine Bestätigung des bei der mikroskopischen Untersuchung erhaltenen Resultates.

Orthoklasreiche Porphyrite.

Ungefähr in denselben Niveaus wie diese Uralitporphyrite, d. h. in den untersten Teilen der oberen, geröllführenden Abteilung der Schieferformation, findet man auch an mehreren Stellen Einlagerungen von einem effusiven Porphyritgestein, welches vollständig mit einigen Varietäten der schon beschriebenen, als Gerölle angetroffenen metamorphosirten »Trachyte» übereinstimmt. Dieses Gestein habe ich fest anstehend bei Valkiajärvi in Orivesi und Varvuejärvi (Vaavujärvi) in Teisko und als lose Blöcke auf Luostarintakusta im demselben Kirchspiel gefunden. Alle diese Vorkommnisse liegen auf einer Linie, welche genau dem Streichen der Schiefer folgt, und müssen somit demselben Niveau angehören.

In dem Gestein von Varvuejärvi herrscht Orthoklas in einfachen Krystallen oder Karlsbaderzwillingen unter den Einsprenglingen vor. Er ist zum Teil in Mikroklin umgewandelt und zeigt oft eine unregelmässige Begrenzung, welche durch Resorptionseinwirkungen entstanden sein dürfte, sowie auch Zerspaltungen, die wahrscheinlich als primär betrachtet werden müssen. Neben ihm kommt ein Plagioklas der Andesin- oder Albitreihe als Einsprengling vor.

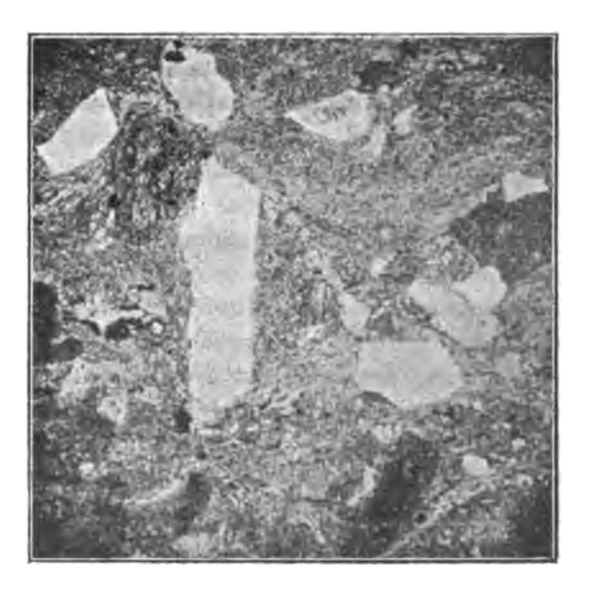


Fig. 34.
Orthoklasporphyrit (metamorphosirter Trachyt) von Varvuejärvi in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Feldspatkörnern und zeigt eine unzweifelhafte und sehr schöne *Fluidalstruktur*, welche sich durch feine, dunkler gefärbte Streifen, die sich um die Einsprenglinge in zierlicher Weise winden, kenntlich macht. (Siehe Fig. 34).

Quarz findet man reichlich sekundär auf Spalten sowie schwanzartig an den beiden polären Enden der Feldspateinsprenglinge. Quarzanhäufungen, die auf primäre Quarzeinsprenglinge bezogen werden könnten, sind nicht beobachtet worden. Auch Mikroklinkörner kommen als Neubildungen auf Spalten vor.

Die folgende Analyse, welche von Dr. H. Berghell ausgeführt wurde, giebt die Zusammensetzung dieses Gesteins wieder:

Orthoklasporphyrit von Varvuejärvi in Teisko.

$Si O_2$	67,40
$Al_2 O_3$	15,62
$Fe_2 O_3$ } $Fe O$ }	3,15
$Mg O$	0,56
$Ca O$	1,87
$Na_2 O$	2,51
$O_2 O$	7,10
Glühverl.	0,50
Summa	98,71

Die Zusammensetzung stimmt mit derjenigen eines Trachytes sehr gut überein. Nur ist der $Al_2 O_3$-gehalt etwas niedrig, der Quarzgehalt dagegen recht hoch, was aber dadurch leicht erklärlich wird, dass das Gestein reichlich sekundären Quarz enthält.

Das Gestein von Valkiajärvi zeigt im Vergleich mit dem vorigen, wie man schon makroskopisch beobachten kann, viel stärkere dynamometamorphe Einwirkungen.

Die Feldspateinsprenglinge sind in mehrere Stückchen zerrissen, und das ganze Gestein von zahlreichen mit Quarz gefüllten Spalten durchzogen. Die Einsprenglinge bestehen ausschliesslich aus Mikroklin, der aber grösstenteils nicht gitterartige Struktur zeigt, sondern aus *fleckenweise* verschieden auslöschenden Partien aufgebaut ist. Neben diesem kommt auch ein frischer aussehender Mikroklin mit schöner Gitterstruktur als Neubildung auf Spalten sowie an den Rändern der Orthoklase und stellenweise in denselben vor. Überhaupt wiederholen sich hier ganz dieselben Erscheinungen, die ich früher aus dem stark druckmetamorphosirten archäischen Quarzporphyr von Karvia beschrieben habe.

Muscovitblättchen, die zum Teil recht gross sind, kommen unregelmässig eingestreut im ganzen Gestein vor. Wegen der starken Neu-

bildung von Quarz, Feldspat und Muscovit ist eine Fluidalstruktur in der Grundmasse nicht mehr zu erkennen.

Das Gestein von Luostarintakusta steht schon den »Andesiten» näher als die vorigen, indem es reichlicher Plagioklas sowohl als Einsprenglinge wie in der Grundmasse enthält. Die Verteilung der kleineren Feldspatleistchen giebt eine schwache Andeutung einer trachytoidalen Struktur.

Plagioklasreicher Glimmerporphyrit.

Endlich habe ich auch ein Porphyritgestein angetroffen, in welchen der Feldspat fast nur Plagioklas ist. Dieser tritt aber nicht wie die vorigen als zwischen den sedimentären Schichten eingelagerte Bette, sondern als ein scharf begrenzter Gang im Phyllit auf der Landspitze Aitoniemi im N. von dem gleichnamigen Bauernhof an dem Ostufer von Näsijärvi auf.

Das Gestein dieses Ganges, welches sich durch seine weissliche Farbe von dem umgebenden schwarzen Phyllit gut abhebt, lässt das blosse Auge dünne Tafeln von Biotit und idiomorphe Einsprenglinge von Plagioklas in einer feinkörnigen Grundmasse erkennen.

Diese Biotiteinsprenglinge bestehen aus einheitlich orientirter, homogener Substanz, sind aber an den Enden manchmal wie ausgefasert. Sie zeigen zuweilen scharfe Knickungen und Biegungen. Eine solche Tafel war an die Ecke eines Feldspateinsprenglinges gebogen, in derselben Weise, wie man dieses bei den Quarzen der s. g. Schwanzporphyre beobachtet. An der primären Natur des Biotites ist nicht zu zweifeln, zumal als die Enden der Krystalle zuweilen in die Plagioklaseinsprenglinge hineinragen.

Diese Plagioklaseinsprenglinge, die man nur mit Schwierigkeit mit blossem Auge wahrnimmt, besitzen eine Grösse von 0,5 × 1 bis 1,5 mm. Sie zeigen z. T. eine breite Zwillingslamellirung nach dem Albitgesetz, z. T. sind sie sonderbarer Weise einfache Krystalle oder Karlsbaderzwillinge, und zeigen dann meistens einen sehr schönen zonaren Bau mit nach Aussen hin immer saurer werdenden Schichten. Der Kern besteht aus einem Labrador, während die Randzonen die Beschaffenheit eines Oligoklases erreichen dürften. Die Grundmasse besteht auch vorwiegend aus Plagioklas und zeigt die moiréeartige Fleckigkeit, der wir schon in den als Gerölle vorkommenden Gesteinen und zwar in typischerer Form als hier, begegnet sind. Die einzelnen Fleckchen messen hier c. 0,1—0,3 mm im Durchschnitt und sind gegen einander ganz verschwommen begrenzt (Vergl. Fig. 35).

Im ganzen Gestein kommen eingestreute Muscovitblättchen reichlich vor und bilden oft Streifen, welche die einzelnen Fleckchen in der Grundmasse umsäumen.



Fig. 35.
Plagioklasreicher Glimmerporphyrit von Aitoniemi in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.



Fig. 36.
Porphyritoid von Tervojanlahti in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Porphyritoide.

Unter den Gesteinen, welche ich als *Porphyritoide* bezeichnet habe, kann man mehrere Varietäten unterscheiden, welche jedoch durch Übergänge verbunden sind.

Einen wohl charakterisirten Typus bildet dasjenige Gestein, welches man östlich von Näsijärvi unmittelbar im Norden von der breiten Phyllitzone findet. Er bildet hier eine meterbreite Zone, welche an der Grenze gegen das im Osten davon liegende Granitgebiet unterbrochen wird.

Dieses Gestein, wie es zum Beispiel in den Felsen Sydänmaanvuori und Luostarintakusta O. von Hormistonlahti in Teisko vorkommt, ist ein fast massiges Gestein, welches dicht an einander liegende kleine Krystalle von Plagioklas, sowie Anhäufungen von Biotit und einzelne Uralitkrystalle in einer feinkörnigen bis dichten, dunkelgrauen Masse zeigt. Es ist dasselbe Gestein, welches wir schon als Gerölle kennen gelernt haben. Die Feldspateinsprenglinge bestehen auch hier aus einem Andesin, wel-

cher z. T. eine gute idiomorphe Begrenzung zeigt. Die Krystalle können in den Schnitten eine Länge von 1—2 mm und eine Breite von 0,5 — 1 mm erreichen. Sehr oft bilden sie aber auch splitterförmige *Fragmente,* welche an der einen Seite von concaven Bruchflächen begrenzt werden und dann bumerangähnliche Formen besitzen können. (Vergl. Fig. 37). Solche Gestalten kommen ja in Tuffen häufig vor, wie es scheint dürften sie aber auch den Vitrophyren nicht völlig fehlen.



Fig. 37.
Porphyritoid von Sydänmaanvuori in Teisko.
Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Die Uraliteinsprenglinge kommen nur relativ spärlich und nicht in allen Varietäten vor. Sie sind scharf begrenzt und regelmässig gebaut und zeigen überhaupt ganz dieselben Eigenschaften wie in den Uralitporphyriten; nur sind die Krystalle hier etwas kleiner und lassen nicht immer eine so deutliche Krystallform wie dort erkennen. Zum Teil dürften sie schon vor der Einhüllung im Gestein zerspaltet gewesen sein. Einzelne enthalten später eingedrungene Biotitschüppchen und Quarzkörner in reichlicher Menge.

Die in der Regel, und zwar sehr reichlich vorhandenen kleinen Biotitanhäufungen besitzen eine variirende Grösse, die aber im allgemeinen nicht über 0,5 mm beträgt. Sie zeigen oft eine sehr deutlich idiomorphe Begrenzung und sind auch hier ohne Zweifel als Pseudomorphosen nach einem magnesiareichen Minerale (Olivin?) zu deuten. In den stärker gepressten Varietäten sind sie zu schmalen Streifen ausgequetscht, welche sich um die Ecken der porphyrischen Feldspate biegen können. Zuweilen ist der Biotit mit Amphibol oder Epidot, Quarz etc. in wechselnden Mengen vergesellschaftet.

In der zwischen diesen Einsprenglingen liegenden, makroskopisch fast dichten Masse erkennt man u. d. M. eine Unzahl kreuz und quer liegender Glimmerschüppchen, Stengelchen von grünem Amphibol und

von Epidot sowie winzig kleine Titanitkörnchen, welche von einer in gewöhnlichem Licht farblosen Masse von Plagioklas- und Quarzkörnern in wechselnder Menge umgeben werden. Quarz kommt auch zuweilen allein für sich in Gestalt kleiner rundlich begrenzter Anhäufungen vor.

Diese Gesteine zeigen wohl oft eine zum Teil deutliche Flasrigkeit, die durch sekundäre Vorgänge entstanden sein kann, aber meistens keine augenfällige Schichtung. Einige Varietäten sind auch mikroskopisch vollständig massig, und in Anbetracht ihrer Zusammensetzung und der regelmässigen Verteilung der porphyrischen Krystalle wäre man oft geneigt, sie als metamorphosirte Ergussgesteine zu betrachten. Sie zeigen aber weder wo sie in grossen Massen fest anstehen noch wo sie als Gerölle angetroffen werden, jemals eine Spur einer echten Eruptivstruktur, während eine solche in anderen porphyritischen Gesteinen derselben Gegend, deren Korn nicht gröber ist, besonders in den als Gerölle vorkommenden, so gut hervortritt. Es wäre schwer erklärlich, warum sie eben hier, und zwar schon vor der Zeit, wo die Geröllelager gebildet wurden (denn auch unter den Geröllen findet man beiderlei Gesteine wieder) so vollständig vertilgt worden wäre.

Es giebt aber auch andere Umstände, welche direkt beweisen, dass diese »Porphyritoide mit vorherrschenden Plagioklaseinsprenglingen» nicht als Ergussgesteine, sondern als zu solchen gehörige Tuffe aufzufassen sind. Man findet sie nämlich bei Veittijärvi und Hormistonlahti in sehr naher Verbindung mit den Conglomeraten und *sie enthalten nicht selten selbst vereinzelte wohl gerundete Gerölle.* Weiter findet man sie besonders W. vom Näsijärvi in dünnen Schichten mit dem Phyllit *wechsellagernd.* Nicht selten wird auch durch die Verteilung der Biotitstreifen im Gestein eine Parallelstruktur angedeutet (Fig. 36), welche weder als Druckschieferigkeit noch als Fluidalstruktur, sondern nur als *Schichtung* aufgefasst werden kann.

Im östlichen Teil des *Kankaanpäägebietes* kommen auch ähnliche Porphyritoide vor. Die am besten erhaltenen der hier vorkommenden Varietäten, wie sie z. B. bei Löytökorpi und Vihteljärvi zu finden sind, stimmen makroskopisch mit dem typischen Plagioklasporphyritoid von Teisko völlig überein, während sie mikroskopisch sich als etwas stärker metamorphosirt erweisen. Die Plagioklaseinsprenglinge sind hier oft durch randlichen Zuwachs etwas vergrössert worden, einzelne auch in der Weise verändert, dass ihre Substanz von einer Menge kleiner trümmerähnlichen Stückchen ersetzt worden ist. Die Biotitanhäufungen zeigen niemals eine geradlinige Begrenzung, sondern sind zu linsenarti-

gen Streifen ausgezogen und bestehen aus gröberen Blättern. Die Mineralien der Grundmasse besitzen eine Grösse von c. 2—3 mm und sind besser von einander getrennt wie in den am schwächsten veränderten Varietäten von Teisko.

Diese Gesteine besitzen noch einen gut erkennbaren Sediment- und zwar Tuffcharakter. Näher an der Grenze gegen den im N.O. anstehenden Granit geht aber dieser Porphyritoid in ein Gestein über, welches völlig massig ist und makroskopisch durchaus den Charakter eines hornblendereichen, mittelkörnigen Diorites besitzt. Im Felde geht es aber gegen Süden unzweifelhaft in den eben beschriebenen Porphyritoiden über, und hat auch mikroskopisch ganz denselben Charakter.

Hier ist aber die Umwandlung noch einen Schritt weiter gegangen.



Fig. 38.
Porphyritoid von Voipio, Dorf Vihteljärvi in Kankaanpää, mit Andesinkrystallen welche durch randlichen Zuwachs vergrössert worden sind. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Die Plagioklaseinsprenglinge besitzen ganz dieselben ursprünglichen Formen wie in den typischen Porphyritoiden. Auch die von concaven Flächen begrenzten, bumerangähnlichen Feldspate sind hier häufig zu sehen. Sie sind aber von einem Rande von neugebildetem Feldspat umsäumt, welcher eine Menge der kleineren Mineralkörner umschliesst, welche die umgebende Grundmasse bilden. (Fig. 38). Dieser Saum ist gegen den primären Feldspat stellenweise ganz scharf begrenzt, während an anderen ihre Grenzen nicht zu erkennen sind. Gegen aussen ist seine Begrenzung auch sehr unscharf, indem man noch ziemlich weit von den Einsprenglingen zwischen den Mineralkörnern der Grundmasse Feldspatsubstanz findet, welche dieselbe optische Orientirung wie der Feldspat der Einsprenglinge zeigt.

Diese Feldspateinsprenglinge sind häufig zerbrochen, wobei die Spalten von neugebildetem Plagioklas verkittet werden. Sie enthalten in reichlicher Menge kleine Interpositionen von Biotit, welche ihnen

bei schwachen Vergrösserungen ein trübes, gleichsam »verstäubtes» Aussehen verliehen und zeigen auch einen zonaren Bau, wobei die einzelnen Zonen nicht streng concentrisch-schalig angeordnet sind. Beide Erscheinungen erinnern etwas an die Plagioklase in contactmetamorphosirten Eruptivgesteinen.

Der Feldspat der umgebenden feinkörnigen Masse zeigt auch ein Bestreben, grössere Krystalle zu bilden, indem sie auf Flächen, welche einen Durchmesser von 0,3—0,5 mm besitzen, einheitlich orientirt ist. Er schliesst aber dabei in ähnlicher Weise wie die Randzonen der grösseren Feldspate zahlreiche kleinere Quarz- und Feldspatkörner ein. Ähnlich verhalten sich die übrigen Gemengteile. Die Biotitschuppen und Hornblendestengel vereinigen sich zu grösseren Partien, die z. T. noch zahlreiche Quarzkörner enthalten, z. T. aber schon ziemlich homogene Körner mit Annäherung einer Krystallbegrenzung bilden.

Das Verhalten der einzelnen Mineralien erinnert sehr viel an dasjenige der Granate in regional- oder contactmetamorphosirten Schiefern. Auch diese enthalten in den Anfangsstadien ihrer Bildung noch zahlreiche Körner der umgebenden Mineralien, während sie bei dem Fortschreiten der Metamorphose allmälich homogener werden.

Der schwächer metamorphosirte Porphyritoid von Löytökorpi in Kankaanpää wurde von H. Berghell analysirt. Die Analyse ergab folgende procentische Zusammensetzung:

Porphyritoid von Löytökorpi in Kankaanpää.

$Si O_2$	65,16
$Al_2 O_3$	15,56
$F_2 O_3$	2,11
Fe O	3,39
Mn O	0,36
Mg O	2,40
Ca O	6,70
$Na_2 O$	2,54
$K_2 O$	1,47
Glühverl.	1,11
Summa	100,80

Ausser diesen durch einsprenglingsartig hervortretende Plagioklase ausgezeichneten Porphyritoiden trifft man solche an, welche reichlich *Uraliteinsprenglinge* enthalten und die makroskopisch den echten Uralitporphyriten oft sehr ähnlich werden. Sehr typische Varietäten dieser *Porphyritoide mit vorherrschenden Uraliteinsprenglingen* findet

man im Osten von Purtijärvi (Pulasjärvi) in Teisko. Das hier in zahlreichen Felsen anstehende sehr zähe, dunkelgrüne Gestein zeigt makroskopisch zahlreiche, meistens nur 2—4 mm grosse Uralitkrystalle in einer feinkörnigen, ebenfalls sehr uralitreichen Masse. U. d. M. erkennt man, dass neben den Uralitkrystallen, welche ganz dieselben Eigenschaften wie in den echten Uralitporphyriten zeigen, auch zahlreiche kleinere Fragmente von diesem Mineral sowie Krystalle und Krystallfragmente von Plagioklas vorkommen. Dazu treten in wechselnder Menge kleine Biotitschuppen, feine Amphibolstengel, Epidot und Quarz sowie Körner von Magnetit. (Vergl. Fig. 39).

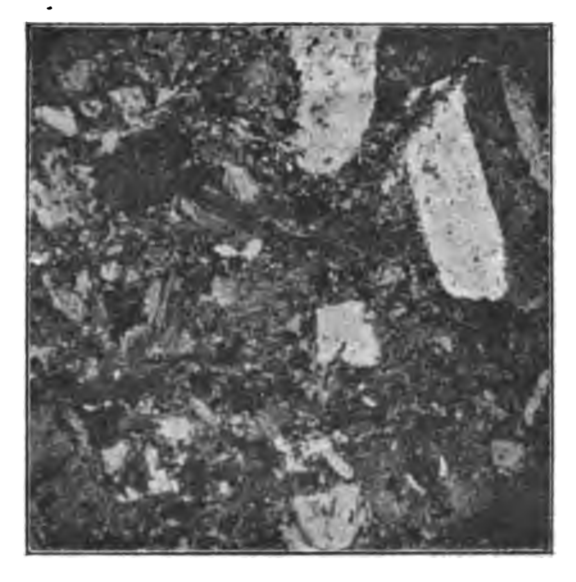


Fig. 39.
Porphyritoid mit Einsprenglingen von Uralit und Andesin. O. von Purtijärvi in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Das Gestein ist anscheinend ganz massig, es enthält aber auch zwischenlagernde Schichten von einem Gestein, welches sich nur durch das Fehlen der Uraliteinsprenglinge von dem vorigen unterscheidet. Durch die Abwechselung von solchen, unter einander oft nur wenig abweichenden Varietäten entsteht eine Parallelstruktur, welche an der Oberfläche der Felsen, wenn auch meistens nur sehr undeutlich, hervortritt.

Auch im Westen von Näsijärvi besitzen die Uralitporphyritoide und zwar in der Gegend S von Vahantalahti bei Runsas in Ylöjärvi, grosse Verbreitung. Diese Gesteine haben nicht die zähe Beschaffenheit der Uralitporphyrite von Purtijärvi und zeigen auch meistens eine deutlicher hervortretende Schieferigkeit. Die Plagioklase sind meistens stark zerdrückt worden, und die einsprenglingsartig hervortretenden Uralite zeigen hier fast durchweg Fortwachsungen der Substanz an den beiderseitigen Enden der Stengel, so dass ein grosser Teil der Krystalle in Kerben von strahlsteinartiger Hornblende umgewandelt

worden ist. Nebst ihnen kommen auch Andesineinsprenglinge vor. Die sie umgebende feinkörnige Grundmasse zeichnet sich hauptsächlich dadurch aus, dass alle die helleren Gemengteile und besonders der Plagioklas von einer Unzahl von kreuz und quer liegenden Stengeln von lichtgrüner Hornblende unkrautartig durchwachsen sind. Neben diesen Mineralien kommen als Gemengteile der Grundmasse in wechselnder Menge und unregelmässiger Verteilung Biotitschüppchen, Erzpartikelchen (meistens jedoch sehr spärlich) sowie Quarzkörner und Epidotstengelchen vor. (Vergl. Fig. 40).

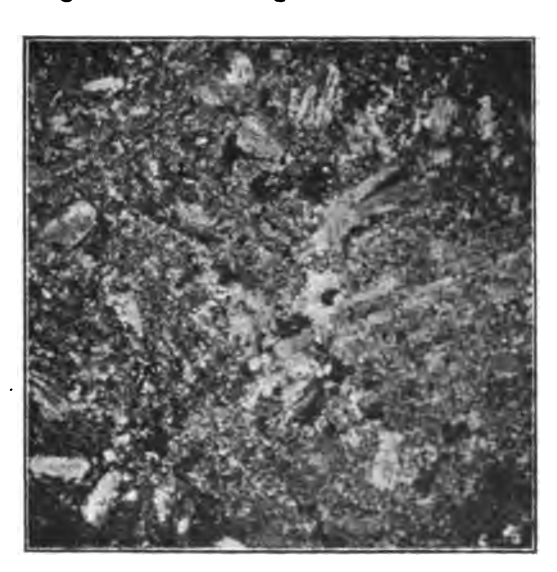


Fig. 40.
Uralitporphyritoid von Mastosjärvi in Ylöjärvi, von Strahlstein unkrautartig durchwachsen. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In enger Verbindung mit den Uralitporphyritoiden findet man, wie schon beiläufig erwähnt wurde, an den beiden Seiten des Näsijärvi geschichtete Gesteine, welche keine makroskopisch erkennbaren Einsprenglinge zeigen, sondern hauptsächlich aus kleinen Krystallfragmenten oder Körnern von uralitischer Hornblende, nebst Plagioklaskörnern in oft ganz zurücktretender Menge bestehen. In einigen Varietäten tritt Biotit an die Stelle des Uralites und wenn die Gemengteile ganz klein sind, können diese Gesteine der Grundmasse des Plagioklasporphyritoides ähnlich werden. Zu den erwähnten Gemengteilen treten in diesen Gesteinen in wechselnder Menge Körner von Epidot und Quarz, Kalkspat und zuweilen zahlreiche scharf begrenzte Magnetitoktaeder, die man schon makroskopisch wahrnehmen kann.

Diese meistens dünkelgrünen oder schwärzlichen uralitreichen »Porphyritoide ohne Einsprenglinge», wenn eine solche Bezeichnung erlaubt ist, zeigen im Felde oft eine sehr deutliche Schichtung. In anderen Fällen können auch diese Gesteine wie die übrigen Porphyritoide ganz massig erscheinen, und ähneln dann vollkommen einem Eruptivgestein.

Der deutlichste Beweis der sedimentären Natur der uralitreichen Porphyritoide bildet der Umstand, dass sie, und zwar sowohl die einspreng-

lingsführenden wie die einsprenglingsfreien, als *Cäment der Conglomerate* auftreten. So tritt z. B., wie schon oben erwähnt wurde, bei Tervojanlahti in Teisko ein Uralitporphyritoid mit wohl ausgebildeten Uralitkrystallen als Cäment der Gerölle auf. Bei Hormistonlahti wechsellagert ein sehr uralitreicher »Hornblendeschiefer», der ebenfalls als ein einsprenglingsarmer Tuff aufzufassen ist, mit den gerölleführenden Schichten, und auch in diesen besteht das Cäment zum grossen Teil von Tuffmaterial (vergl. S. 52).

Eine Stelle, wo die sedimentäre Natur der uralitreichen Porphyritoide sehr deutlich hervortritt, ist ein kleines Inselchen, welches im Hormistonlahti S. vom Inselchen *Säynävä* (vergl. die Karte S. 18) gleich im Norden von der Fortsetzung des nördlicheren Conglomeratlagers liegt und welche die Fig. 41 wiedergiebt. Man findet hier mehrere Varietäten von uralitreichem, fast schwärzlichem Schiefer, von denen einige Uralitkrystalle und kleine scharf begrenzte Biotitanhäufungen in wechselnder, meistens sehr reichlicher Menge enthalten, während andere hauptsächlich aus kleineren Körnern von Uralit, Biotit etc. mit spärlichem Plagioklas bestehen. Die letzteren Teile enthalten nun einige Reihen von ganz kleinen Geröllen und sind grösstenteils deutlich geschichtet, während man dagegen in der zwischenlagernden, dick linsenförmig gestalteten Uralitporphyritoideinlagerung keine deutliche Schichtung erkennen kann. Wenn man die Gesteine in der Natur ansieht, kann man nicht daran zweifeln, dass man hier vertikal aufgerichtete Schichten von metamorphosirten Tuffen vor sich hat.

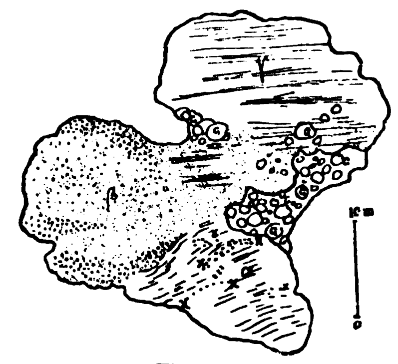


Fig. 41.
Inselchen S. von Säynävä im Busen Hormistonlahti in Teisko. α = feinkörniger, dunkler Porphyritoid, welcher einige eingelagerte Schichten ganz kleiner Gerölle (x—x) enthält; β = grünschwarzer Porphyritoid, reich an Uralitkrystallen und Biotitanhäufungen; γ = deutlich geschichteter, feinkörniger Porphyritoid; ς = lose Gerölle.

Die uralitreichen Porphyritoide der Näsijärviufer sind nicht selten *breccienartig* ausgebildet, in dem sie zahlreiche, meistens scharfeckige, jedoch nicht immer deutlich begrenzte Fragmente von Gesteinen enthalten, welche sich ihrer Beschaffenheit nach nur wenig von der Hauptmasse unterscheiden. Solche breccienartige Schichten findet man z. B. an mehreren Stellen in der Gegend, die unmittelbar im Norden von Hormistonlahti in Teisko liegt, sowie südlich von Vahantalahti am West-

ufer des Näsijärvi. Im N.O. von Työläjärvi in Ylöjärvi beobachtet man ähnliche Breccien, in welchen die Fragmente scharf splitterförmig sind und sich durch ihre hellere Oberflächenfarbe von der umgebenden dunklen Gesteinsmasse scharf abheben.

So deutlich auch die sedimentäre Natur der Mehrzahl der Porphyritoide hervortritt, so habe ich doch auf einer Stelle, nämlich N. von Sorila in Messuby, ein Gestein beobachtet (auf der Karte als Porphyritoid bezeichnet), welches makroskopisch den feinkörnigen uralitreichen Tuffen recht ähnlich ist, von dem ich aber nicht eben so sicher behaupten möchte, dass es ursprünglich ein sedimentärer Tuff gewesen ist. Es ist ein kleinkörniges, durchaus massiges, grünlichschwarzes Gestein, in welchem man mikroskopisch zahlreiche breitstenglige Individuen von Andesin beobachtet, welche ein Leistwerk bilden, dessen Zwischenräume hauptsächlich von grüner Hornblende erfüllt wird. Zusammen mit dieser wahrscheinlich uralitischen Hornblende tritt auch Biotit auf, und Apatitsäulchen sowie Magnetitkörner sind auch in diesen Teilen häufig vorhanden. Die einzelnen Plagioklasleisten sind an den Berührungsflächen fest verbunden, und zeigen gegen die Hornblende zuweilen eine Andeutung einer idiomorphen Begrenzung. Obgleich offenbar die primäre Struktur dieses Gesteins durch reichlich geschehene Neubildungen stark verändert worden ist, so dass keine ganz unverkennbaren Merkmale einer eruptiven Entstehung erhalten sind, kann man nicht ganz und gar die Möglichkeit leugnen, dass es ein diabasisch-körniger Feldspatbasalt oder ein ähnliches Gestein in metamorpher Verkleidung sein könnte. Jedenfalls kann es nicht ohne weiteres mit den im vorigen beschriebenen Gesteinen zusammengeführt werden.

Jedoch findet man auch an einigen Stellen im westlichsten Teil des Tammerforsgebietes Porphyritoidvarietäten, in welchen die Andesine, die hier meistens stark zerdrückt sind, ein Leistwerk bilden, die an der ophitischen Struktur schwach erinnert. Diese Gesteine dürften aber sicher sedimentäre Tuffe sein.

In einem porphyritartigen Gestein, welches bei dem Bootufer von *Kallionkieli* im Heittolagebiet vorkommt, erkennt man schon makroskopisch kleine linsenförmige Knauer von klarblauem Quarz. Man wäre geneigt an einen ursprünglichen Mandelstein zu denken. Die Struktur des Gesteins erinnert jedoch mehr an die Porphyritoide als an die Porphyrite. Es besteht hauptsächlich aus Krystallen und Krystallfragmenten von Andesin, welche von einer aus feineren Körnern desselben Minerals und spärlichen Biotitblättchen etc. bestehender Grundmasse

umgeben werden. Die Quarzknauer sind meistens eckig begrenzt und dürften wohl Neubildungen, vielleicht Pseudomorphosen nach einem zerstörten Mineral sein.

Dieses Gestein hat eine reingraue Farbe, ganz massige Struktur und verklüftet sich in dünnen Platten, die beim Anschlagen einen klingenden Laut geben.

Neben den jetzt geschilderten Varietäten der Porphyritoide, in welchen die Primärstruktur noch so deutlich hervortritt, giebt es andere, in welchen dieselbe durch eingetretene Veränderungen im höheren Grade verhüllt worden ist.

So sind oft sowohl die einsprenglingsartig hervortretenden Feldspate wie diejenigen der Grundmasse wie von einem Staub von Biotitblättchen oder Epidotkörnchen durchwachsen oder sind wie von Löchern durchstochen, die von Quarz ausgefüllt worden sind. Einige Varietäten sind von kreuz und quer gehenden Quarzadern durchzogen, und zeigen auch sonst Einwirkungen einer starken Kataklase.

Ein Gestein dieser Reihe, welches man bei Mastosjärvi im Süden von Vahantalahti in Ylöjärvi antrifft, zeigt makroskopisch ein sehr eigenthümliches Aussehen. In der hellgrauen, feldspatreichen Hauptmasse liegen zahlreiche schmale Stengel und Kerben von einer grünlichschwarzen strahlstensartigen Hornblende. Mikroskopisch findet man aber auch hier dieselben ohne Zweifel primären Andesinkrystalle wieder, die in den Porphyritoiden derselben Gegend vorkommen. Hier sind sie aber von neugebildeten Quarzkörnern durchwachsen, welche im ganzen Gestein reichlich vorkommen. Von gefärbten Gemengteilen kommen ausser den erwähnten Strahlsteinkerben (Fig. 42) hauptsächlich nur Magnetitkörner vor. Da nun dieselben Strahlsteinkerben auch in unzweifelhaften Porphyritoiden derselben Gegend, obgleich in weniger typischer Gestalt, vorkommen, und das betreffende Gestein inbetreff der Zusammensetzung und

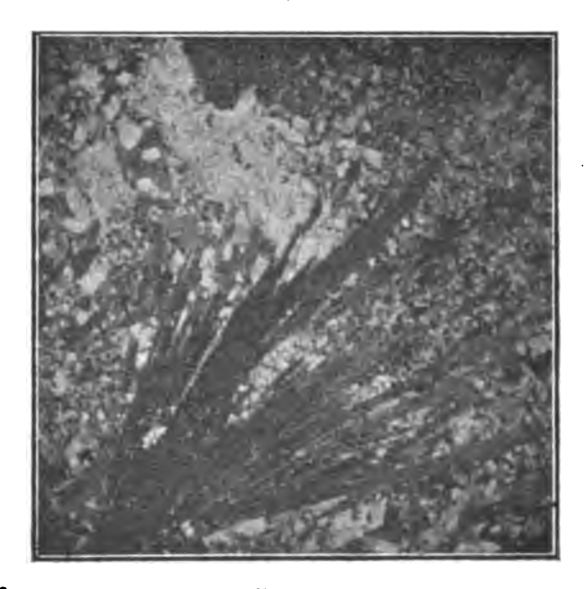


Fig. 42.
Porphyritoid von Mastosjärvi in Ylöjärvi, mit sekundär gebildeten Strahlsteinkerben. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

der noch erhaltenen primären Züge mit jenen Porphyritoiden übereinstimmt, muss man annehmen, dass es nur eine in eigenartiger Weise metamorphosirte Varietät dieser Gesteine ist.

Andere porphyritoidische Gesteine, die man auch vorwiegend in Ylöjärvi in den nördlicheren Teilen des grossen Schiefergebietes antrifft, unterscheiden sich von den vorigen dadurch, dass von den farbigen Gemengteilen hauptsächlich nur der Biotit übrig geblieben ist, während die anderen völlig verschwanden. Der Glimmer sammelt sich nun zu schmalen, lang ausgezogenen Streifen an, in welchen auch reichlich Quarzkörner vorkommen und welche sich um die noch erhaltenen Plagioklaskrystallen biegen. Die Parallelstruktur und überhaupt der Schiefercharakter sind in diesen Gesteinen mehr ausgeprägt wie in den übrigen und zuweilen sind sie so stark verändert, dass man nur mit Schwierigkeit den primären Bestand reconstruiren kann.

Im weiteren Verlauf der Umwandlungen werden auch die Plagioklaskrystalle stark angegriffen. Es enstehen in ihnen Löcher, die von Quarz erfüllt werden oder sie zerteilen sich in eine Menge kleinerer Körnchen. Einige Varietäten dieser Gesteine sind auf diese Weise so stark umgewandelt worden, dass man nur mit grosser Schwierigkeit die porphyritoidische Struktur erkennen kann. Die chemische Beschaffenheit und der Umstand, dass diese Gesteine mit unzweifelhaften Porphyritoiden durch Übergänge verbunden sind, beweisen jedoch, dass sie auch derselben Gruppe angehören.

Fast noch mehr wie die zuletzt erwähnten sind die Porphyritoide verändert, welche man im Osten von der Kirche Suodeniemi in der Nähe des kleinen Sees Hoivasjärvi antrifft. Das Gestein ähnelt makroskopisch einem Hornblendeschiefer oder -gneiss. Es ist mittelkörnig und reich an Körnern und langen Säulen von grüner Hornblende, welche z. T. grössere, kurzsäulenförmige Krystalle bildet, an welchen man schon mit dem blossen Auge die Krystallform des Augites deutlich erkennen kann. Mikroskopisch zeigt es sich, dass diese Uraliteinsprenglinge nicht wie gewöhnlich aus fasrigem oder feinstengligem Strahlstein, sonders aus kompakten Hornblendesäulen bestehen, welche an den Enden oft über die ursprüngliche Grenze der Krystalle gewachsen sind. Die umgebende mittelkörnige Masse besteht aus rundlichen Körnern von ähnlicher Hornblende nebst Biotit, Labrador und spärlichen Titanitkörnchen, und hat vollständig die Struktur eines Glimmerschiefers oder schieferartigen Gneisses (siehe Fig. 42). Die Anwesenheit von allotigenen Gemengteilen lässt sich hier nicht mehr konstatiren. Das Vorhandensein der porphyrischen Uralite sowie die in dem Gestein stellen-

weise deutlich hervortretende Conglomeratstruktur (vergl. S. 63) machen es deutlich, dass wir es auch hier mit stark umgewandelten sedimentären Tuffen zu thun haben.

Überhaupt scheint in diesen porphyritoidischen Gesteinen die ursprüngliche sedimentäre Struktur auf zweierlei Weise vertilgt zu sein. Entweder wurden die primären Plagioklase und die in Uralit umgewandelten Pyroxengemengteile einfach durch Zuwachs vergrössert. Da nun das aus eruptivem Tuffmaterial bestehende Gestein schon ursprünglich von einem Eruptivgestein nicht sehr wesentlich abwich, brauchte es nicht viel in dieser Richtung umgewandelt zu werden, um den Charakter eines solchen anzunehmen. Anderseits unterlagen auch diese Gesteine denselben Veränderungen, welche die gewöhnlichen Sedimente bei ihrer Umwandlung in krystallinische Schiefer erleiden: es entstehen in dem Gestein reichlich neugebildete Mineralkörner zwischen den früher existirenden Gemengteilen, welche gleichzeitig stark angegriffen werden. Der Mineralbestand wird gleichmässiger, die ursprünglichen Grössenunterschiede der Mineralien verschwinden und zuletzt bleiben nur einige besonders existensfähige Mineralien übrig, während die übrigen in andere Verbindungen übergehen: das Gestein erwirbt die Struktur der krystallinischen Schiefer.

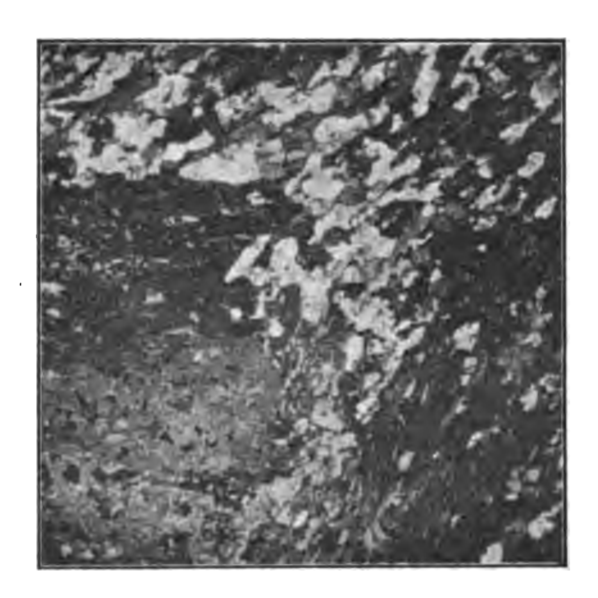


Fig. 43.
Uralitporphyritoid von Hoivasjärvi in Suodeniemi, sehr stark umgewandelt. Rechts ein Uralitkrystall. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Phyllite, Leptite und Glimmerschiefer.

Die ganze südliche Hälfte der grossen Schieferzone von Tammerfors wird von dunkelgrauen bis schwärzlichen, ausgeprägt schieferi-

gen, feinkörnigen *Phylliten* und *Glimmerschiefern* eingenommen, welche auch in mehreren der übrigen Gebiete, und zwar immer zunächst dem Liegenden, also an diesen Stellen die älteste Abteilung der Schieferformation bildend, auftreten.

Schwach veränderte Phyllite der Näsijärviufer.

In am wenigsten veränderter Form findet man diese Gesteine an den beiden Ufern des Sees Näsijärvi, wo sie auch am besten zugänglich sind. Hier trifft man, z. B. an der nördlichen Seite der Landzunge, welche N.O. von Pohtola in Ylöjärvi liegt, und an der südlich davon liegenden Landzunge Reuhari, O. von Niemi, ein Gestein, welches so wenig verändert ist, dass es z. T. noch einem Tonschiefer recht nahe steht. Dieser fast dichte, dunkelgraue, glänzende Schiefer zeigt schon dem blossen Auge eine sehr deutliche Schichtung, welche aber nicht im frischen Bruch, sondern an der von den Atmosphärilien angegriffenen Oberfläche der Felsen hervortritt. Da die einzelnen ganz dünnen Schichten in dieser Beziehung verschiedene Widerstandsfähigkeit besitzen, zeichnet sich die Schichtung an dem Querschnitt der senkrecht stehenden Schichten durch eine sehr regelmässige Umwechselung von Wülsten und Rinnen aus.

U. d. M. tritt diese Schichtung und Wechsellagerung auch mit ausgezeichneter Deutlichkeit hervor. So kann man z. B. in dem Dünnschliff, von welchem Fig. 44 einen Teil wiedergiebt, auf einer Mächtigkeit von 2,3 cm 20—30 Kleinschicht rechnen, welche sich von einander durch verschiedene Korngrösse und wechselnde Beschaffenheit unterscheiden. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Biotitschüppchen und Quarzkörnern, nebst einem in wechselnder Menge vorhandenen schwarzen Staub, der aus einer Kohlenart besteht. Die Biotitblättchen können in den grobkörnigeren Teilen eine durchschnittliche Grösse von 0,01—0,02 mm erreichen, und wechseln hier mit wohl individualisirten Quarzkörnern von etwa derselben Grösse ab. In den feinkörnigsten Teilen erscheinen sie auch bei starken Vergrösserungen nur als ein unregelmässig aufleuchtender, von Quarz durchtränkter Mikrolitenfilz. Besonders in diesen Teilen ist der Kohlenstaub reichlich vorhanden, vorzugsweise in einzelnen scharf begrenzten Schichten, deren Dicke kaum 1 mm beträgt. (Vergl. Fig. 44). Eine so feine Schichtung wie diejenige, welche man hier beobachtet, ist nur durch die Annahme erklärlich, dass das Sedimentmaterial ursprünglich von äusserster Feinheit war, d. h. einen Ton bildete, welcher in einzelnen Schichten reicher an feinen Sandpartikeln war und an dessen Zusammensetzung

kohliges Material beteiligt war. Diese Kohle scheint ihrer Beschaffenheit nach in der Mitte zwischen Graphit und Anthracit zu stehen. Sie hat eine rein schwarze Farbe, einen metallartigen Glanz und brennt nur mit Schwierigkeit vor dem Lothröhr. Sie dürfte wohl dem Schungit Inostranzeffs am nächsten stehen.

Das beschriebene Gestein enthält zahlreiche, unregelmässig eingestreute Individuen von einem chloritähnlichen Mineral, welches dicke Täfelchen von anscheinend hexagonaler Begrenzung bildet, die 0,3—0,4 mm in der längsten Dimension messen. Das Mineral ist stark pleokroitisch in Farben, die zwischen der olivgrünen Chloritfarbe und blass gelbgrau bis fast farblos wechseln. Im polarisirten Licht hat es eine schön blaugraue Farbe. Die Auslöschung ist niemals ganz vollständig wegen der verschiedenen Dispersion der verschiedenen Farben. Die Krystalle zeigen eine sehr ausgeprägte polysyntetische Zwillingsbildung und die Auslöschung der verschiedenen Lamellen weicht nur um wenige (kaum 5) Grade von der Zwillingsgrenze ab. Es dürfte demnach ein *sismondinartiger Ottrelit* sein.



Fig. 44.
Tonschieferartiger Phyllit mit schöner Schichtung. Landzunge N.O. von Pohtola in Ylöjärvi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Dieser Ottrelit hat nun späterhin eine Umwandlung erlitten, welche von Interesse ist, weil dabei Produkte entstehen, die an organische Formen erinnern. Es sind in demselben einzelne Zwillingslamellen, bald in der Mitte, bald an den Rändern, in Eisenoxydhydrate oder auch in *Quarz* umgewandelt worden. Später scheint in einzelnen Fällen, nachdem eine solche, mehr oder weniger vollständige Hülle von Quarz gebildet worden ist, der übrige Teil des Ottrelites vollständig zersetzt worden zu sein, und dann sieht man in den Querschnitten zwei nahe an einander liegende Stäbchen von Quarz (Fig. 44). Solche immer paarweise zusammen liegende Stäbchen, die wie Durchschnitte

kleiner Röhrchen aussehen, findet man an zahlreichen Stellen im Gestein, und man wäre leicht geneigt an einen organischen Ursprung zu denken, wenn man nicht ihre Entstehung so zu sagen in flagranti erfassen könnte.

Auf Tafel V, Fig. 2, ist ein Stück eines solchen Phyllites wiedergegeben, welches von mir als loser Stein bei Possila W. von Lielahti in Ylöjärvi gefunden wurde, und welches auch kleine Ottrelite enthält. (Es muss bemerkt werden, dass das Bild von dem Lichtdrucker schwach retouschirt worden ist). Hier tritt die Schichtung noch besser hervor, indem das Gestein aus c. 1,5 cm breiten, abwechselnden Schichten besteht. Von jeder Schicht hat ungefähr $^2/_3$ eine lichte Farbe; die Farbe wird dann allmälich dunkler, und das oberste Drittel der Schicht ist ganz dunkelfarbig. Es ist gegen die nächstfolgende hellere Schicht sehr scharf begrenzt. Die Erscheinung erinnert lebhaft an denjenigen Schichtwechsel, den man in dem glacialen Ton derselben Gegend beobachtet. Auch hier findet man einen Wechsel von oft sehr dicken Schichten, welche aus zwei verschiedenfarbigen Teilen zusammengesetzt sind. Diese gehen in einander allmälich über, während der eine (untere) Teil mehr bräunlich und reich an gröberen Gemengteilen ist (in den geschichteten Mergeln Schwedens ist er auch reicher an $CaCO_3$), der andere dagegen graufarbig und aus reinerem Ton (in den Mergeln reicher an $MgCO_3$) besteht. Die Schichten sind gegen einander sehr scharf begrenzt. Diese aus zwei verschiedenfarbigen Teilen zusammengesetzten Schichten sind wie De Geer zuerst hervorgehoben und später Högbom durch eingehende chemische Untersuchungen dargethan hat als *Jahresschichten* anzusehen. Der dickere, braune, an gröberen Gemengteilen reichere Teil wurde während des Frühlings und Sommers abgesetzt, der dünne graue Teil dagegen im Herbst und Winter, wo Sediment nur spärlich abgesetzt wurde. Wäre es wohl gar zu gewagt, an eine ähnliche Erklärung für die analoge Erscheinung in diesem archäischen Ton zu denken, und somit hierin einen Beweis für die Existenz von meteorologisch verschiedenen *Jahreszeiten* schon während dieser frühen Periode zu sehen? In jedem Falle muss ja, wie Walther richtig bemerkt, *ein rascher Gesteinswechsel* innerhalb einer geschichteten Formation *als ein Zeichen rasch veränderter Bildungsumstände angesehen werden.*[2]

[1] Gerard De Geer, Geolog. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 7. S. 5 u. 512. A. G. Högbom, Ibid. N:o 124. Bd. 11. S. 263.

[2] J. Walther, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—94. S. 641.

Ähnliche, ganz feine und schön geschichtete Phyllite findet man auch an dem östlichen Ufer des Näsijärvi, obgleich das Gestein hier oft etwas stärker metamorphosirt worden ist als die am besten erhaltenen Varietäten von Ylöjärvi.

An beiden Stellen findet man nun den beschriebenen, äusserst feinkörnigen bis fast dichten Phyllit in Wechsellagerung mit einem anderen Schiefer, welcher durch ein gröberes Korn, das offenbar schon ursprünglich vorhanden war, sich auszeichnet. Besonders in den Uferfelsen am Näsijärvi, z. B. auf den Landzungen im Süden von Aitoniemi in Teisko, lässt sich diese Wechsellagerung von schmalen Schichten von wechselnder Korngrösse, Zusammensetzung und Farbe sehr gut studiren (vergl. Fig. 45). Jede nur einige Centimeter messende Schicht lässt sich oft mehrere Zehntel Meter weit verfolgen.

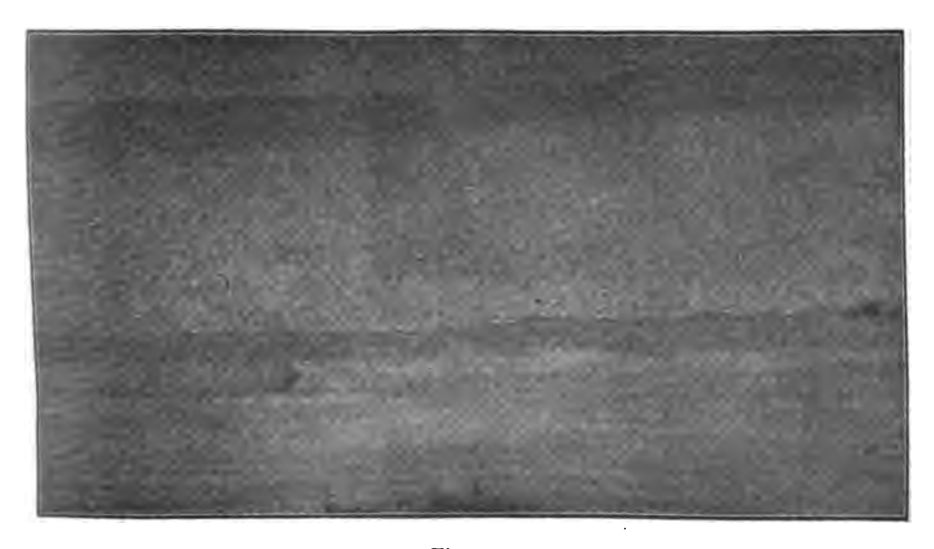


Fig. 45.
Tonschieferartiger Phyllit in Wechsellagerung mit einer leptitartigen Varietät.
Horizontaler Fels S. von Aitoniemi in Teisko am Ostufer des Näsijärvi.
Verhältniss zur Natur wie 1 : 5.

Diese Wechsellagerung tritt auch in den Dünnschliffen im kleinen und kleinsten Maassstabe zu Tage. Oft kann man in demselben Dünnschliff zwei oder drei verschiedene Gesteine beobachten, welche sich durch Farbe und Korngrösse scharf von einander unterscheiden.

In den grobkörnigeren Teilen beobachtet man u. d. M. zahlreiche recht nahe an einander liegende splitterförmige oder kantengerundete Fragmente von *Quarz* und *Feldspat*, von denen einige eine Grösse von 1 mm im Durchschnitt erreichen. Sie werden von einem Cäment



Fig. 46.
Kohlenreicher Phyllit (umgewandelter Sandstein mit kohligem Cäment). Landzunge N. vom Pohtola in Ylöjärvi. Gew. Licht. Vergr. 18.



Fig. 47.
Wechsellagerung verschiedener Phyllitvarietäten. In der Mitte ein Orthoklaskorn, welches randlich in Biotit umgewandelt worden ist. Gew. Licht. Vergr. 18.

umgeben, welches hauptsächlich aus noch kleineren Quarzkörnern und aus Schüppchen von Biotit und (in zurücktretender Menge) aus Chlorit besteht, zu welchen sich in wechselnder Menge ein feiner Staub von opaken *Kohlenpartikeln* gesellt. An einigen Stellen sind diese so reichlich vorhanden, dass sie fast allein das Cäment der gröberen Körner bilden. Siehe Fig. 46, welche eine solche Partie wiedergiebt. Wer könnte wohl daran zweifeln, dass diese Figur ein klastisches Gestein, das ursprünglich ein echter Sandstein war, abbildet?

Der Quarz der grösseren Fragmente zeigt meistens eine schwach undulirende Auslöschung, aber keine sehr auffallenden Druckerscheinungen. Oft ist er in dem ganzen Fragment fast einheitlich orientirt. Möglicherweise hat auch in diesem Falle, wie es in stark gepressten Gesteinen erweislich geschehen ist, eine Heilung ursprünglicher Risse im Quarze stattgefunden.

Der neben dem Quarz reichlich vorhandene Feld-

spat ist z. T. *Orthoklas*, z. T. *Oligoklas*. Beide treten in ziemlich scharfeckigen Fragmenten auf, und zeigen eine trübe Beschaffenheit, welche auf dem Vorkommen von äusserst zahlreichen Interpositionen von Muscovit, Epidot und nicht näher bestimmbaren, körnig schuppigen Neubildungen beruht. Innerhalb der äusseren Umrisse der Feldspatfragmente haben sich aber auch andere neugebildete Mineralpartikelchen angesiedelt, offenbar bei den regionalmetamorphen Processen gebildet, welche dem Gestein seinen jetzigen Schiefercharakter verliehen haben. Hierbei sind die Feldspate mehr oder weniger vollständig in Aggregate von kleinen Quarz- und Feldspatkörnern sowie von Biotitschüppchen umgewandelt worden. Besonders *Biotit* tritt auf diese Weise reichlich im Feldspat als Neubildung auf, oft vollständige Verdrängungspseudomorphosen bildend. (Siehe Fig. 47).

Neben diesen Mineralfragmenten findet man nun recht zahlreiche, bis 1 mm in Durchschnitt messende Splitterchen, die aus einem *porphyrischen Gestein* bestehen, in dessen dichter, oft von Kohlensubstanz durchtränkter Grundmasse man kleine Einsprenglinge von einem stark zersetzten Plagioklas, die an den Grenzen der Fragmente quer durchschnitten werden, erkennen kann. Dieses Eruptivgestein, das ursprünglich wohl eine glasige Grundmasse besass, und welches älter als die ganze Phyllitzone war, muss a fortiori älter als diejenigen Effusivgesteine sein, die wir oben beschrieben haben und die alle in höheren Niveaus als die Phyllite vorkommen.

Auch findet man scharf splitterige, oft ziemlich grosse Fragmente eines dichten Phyllites und gelegentlich Splitter, die aus einem sehr kohlenreichen, eine undeutliche Schichtung zeigenden Gestein bestehen (Vergl. Fig. 46). Auch makroskopisch kann man oft an den geschliffenen Oberflächen der Felsen zahlreiche solche Einschlüsse von einem Phyllit beobachten, welcher seiner Beschaffenheit nach mit dem umgebenden Gestein völlig übereinstimmt, und dessen Schichtung von den Grenzen der scharfeckigen Fragmente durchschnitten wird.

Wo nun die geschilderten Gesteine, welche wir als umgewandelte ton- zuweilen auch kohlenschüssige Sandsteine gedeutet haben und die man als *leptitartige Phyllite* bezeichnen könnte, in Wechsellagerung mit den dichteren Schiefern auftreten, sind die Grenzen auch mikroskopisch oft haarscharf, obgleich anderseits auch allmäliche Übergänge der verschiedenen Varietäten häufig vorkommen. Das gleichzeitige Vorkommen fast dichter und ziemlich grobkörniger Varietäten beweist am deutlichsten, dass die verschiedene Korngrösse schon ursprünglich vorhanden war.

An einer Stelle, nämlich auf der Landzunge Reuhari in Ylöjärvi, zeigt die Grenze der verschiedenen Varietäten eine sehr eigenthümliche Zackigkeit. Fig. 48, die nach einer Photographie gezeichnet ist, giebt diese Erscheinung wieder, wie sie an der geschliffenen horizontalen

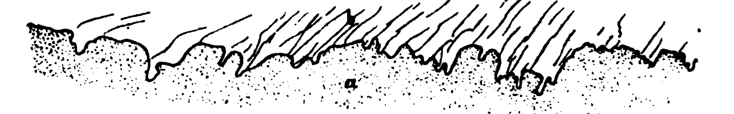


Fig. 48.
Zackige Grenze zwischen einem leptitartigen Phyllit (umgewandelten Sandstein) a und einem tonschieferartigen Gestein b (in diesem zahlreiche Risse). $^1/_{10}$ der nat. Gr. Landzunge Reuhari in Ylöjärvi.

Oberfläche des Felsens, welche somit einen Querschnitt der senkrecht stehenden Schichten darstellt, hervortritt. Der mit a bezeichnete Schiefer ist mittelkörnig und ist ursprünglich ein Sand gewesen, während das mit b bezeichnete dichte Gestein als eine metamorphosirte Tonschicht betrachtet werden muss.

Anfangs glaubte ich annehmen zu müssen, dass diese Erscheinung als Querschnitte eines Sandsteins mit Wellenfurchen zu deuten wäre. Es sind ja auch sonst so viele feine Einzelheiten des primären Bestandes dieser Sedimentgesteine erhalten, dass man eine solche Annahme keineswegs als unwahrscheinlich bezeichnen kann. Die Querschnitte der Furchen wären in diesem Fälle durch spätere Faltungsbewegungen verzerrt worden, wobei sie gleichzeitig schärfer und steiler geworden wären.

Seitdem ich später ähnliche Erscheinungen im kleineren Maassstabe auch am Ostufer des Näsijärvi kennen gelernt habe, wurde es mir aber klar, dass sie dennoch sekundär durch Seitenschub entstanden sind. Unter diesen Falten findet man sogar, in ganz kleinem Maassstabe, Beispiele der s. g. »abgequetschten Gewölbekerne».

Das Gestein vom Ostufer des Näsijärvi wurde von H. Berghell analysirt. In dem analysirten Stück fanden sich sowohl dichte, tonschieferartige Schichten wie solche, die aus leptitartigem Schiefer bestanden.

Die Analyse ergab die folgende Zusammensetzung:

Phyllit vom Ostufer des Näsijärvi.

SiO_2	62,93
Al_2O_3	15,72
Fe_2O_3	0,97

FeO	5,43
MgO	2,23
CaO	1,42
Na_2O	1,62
K_2O	5,96
Glühverl.	2,83
Summa	99,11

Das Gestein war kohlenreich, was den grossen Glühverlust erklärt.

Die Zusammensetzung stimmt mit derjenigen eines sandhaltigen Tones gut überein.

An mehreren Stellen, z. B. N. von Sorila in Messuby, zeigt der Phyllit eine *hälleflintartige* Beschaffenheit, in dem er eine undeutlichere Schichtung zeigt und mikroskopisch sich reicher wie sonst an Feldspat, grösstenteils Mikroklin, erweist.

Eine recht eigenthümliche Phyllitvarietät, welche in einigen Felsen im N.O. von Sorila sowie auch S. vom Mahnalanselkä im Suoniemigebiet auftritt, zeichnet sich dadurch aus, dass die dunkle, biotitreiche Hauptmasse zahlreiche, dicht an einander liegende kleine Knoten enthält, in welchen das Gestein reicher an Feldspat (Mikroklin) oder Muscovit ist, und die deswegen an der Oberfläche als weisse Fleckchen hervortreten.

Die in der Nähe von Tervalahti in Teisko vorkommenden Phyllite wechsellagern oft mit Porphyritoiden in dünnen Schichten und enthalten auch zuweilen Plagioklaskrystalle, welche aus diesen stammen dürften. Hierdurch entstehen Übergänge beiderlei Gesteine. Andere hier vorkommende feldspathaltige Phyllite dürften jedoch als leptitartige Schiefer, also als durch die Umwandlung sandhaltiger Tone entstandene Gesteine gedeutet werden müssen.

An mehreren Stellen, so z. B. im Walde, welcher an der Grenze zwischen Teisko, Orivesi und Kangasala liegt, sowie am Ufer des Längelmävesi in Orivesi, werden die Phyllite bei sonst unverändertem Charakter hornblendehaltig.

Die Oberflächen der Phyllitfelsen sind nicht selten mit kleinen dicht an einander liegenden Grübchen überstreut, welche durch die Einwirkung der Atmosphärilien auf dem sonst homogen erscheinenden Schiefer entstehen. Am *Löytänejärvi* in Längelmäki zeigen die auf diese Weise gleichwie tatuirten Felsen ein sehr eigenthümliches Aussehen.

Faltungen der Schichten im kleinem oder grösserem Maassstabe beobachtet man bei den Phylliten des Tammerforsgebietes überhaupt recht selten. Im südlichsten Teil der Schieferzone, in der Nähe der einstmaligen Unterlage, kommen jedoch Faltungen öfter wie sonst vor. So z. B. am Ostufer des Näsijärvi, N. vom Aittolahti. und an der Eisenbahn im S.W. von Orivesi, wo der glimmerschieferartige Phyllit eine sehr scharfe Runzelung der Glimmermembrane zeigt. Am Löytänejärvi in Längelmäki sowie an einigen anderen Stellen beobachtet man sogar gangähnliche Schieferpartien, welche ein ganz ähnliches Gestein schräg gegen seine Schiefrigkeit durchschneiden. Sie dürften wohl durch Gleitungen bei der Aufhebung der Schieferschichten entstanden sein. Endlich sind auch die stärker metamorphosirten, glimmerschieferartigen Schiefer des östlichsten Teils der Schieferzone meistens recht stark gefaltet. Auch in dem kleinen Gebiet von phyllitischem Schiefer, welches bei Tohlopenjärvi in Birkkala vorkommt, ist das Gestein meistens so stark gefaltet, dass man zweifelhaft wird, ob es wirklich zu den jüngeren und nicht vielmehr zu den älteren Schiefern, welche überhaupt stärker gefaltet sind, gehört. Die Contactverhältnisse scheinen jedoch mehr für die erste Annahme zu sprechen.

Doch besitzet die grosse Mehrzahl der betreffenden Schiefer eine ganz *geradlinig verlaufende Schichtung*, so dass diese Eigenschaft ein gutes Merkmal für ihre Unterscheidung von dem relativ viel stärker gefalteten älteren Schiefer wird. Es ist kaum verständlich, wie die Dislocation einer vertikal aufgerichteten Formation so ruhig verlaufen konnte.

Auch in den Schiefergebieten an den beiden Enden des Kyrösjärvi-Sees findet man stellenweise Phyllitvarietäten, die eben so schwach metamorphosirt wie die Näsijärvi-Phyllite sind. So auch im Laviagebiet, wo das Gestein jedoch im allgemeinen mehr verändert ist. Vergl. im übrigen die Karten, welche diesen Gesteinswechsel wiederzugeben versuchen, so viel es in Anbetracht des geringen Maasstabes möglich ist.

In Anbetracht der guten Erhaltung und des reichlichen Kohlengehaltes der Phyllite von Näsijärvi würde man sich auch nicht verwundern, wenn man hier einmal die so lange vergebens gesuchten *archäischen Fossile* antreffen würde. Trotz vielem Suchen sowohl im Felde wie in zahlreichen Dünnschliffen habe ich jedoch bisjetzt keine ganz unzweifelhaften fossilen Reste hier gefunden.

Doch findet man an den beiden Ufern des Näsijärvi oft kohlenreichere Teile, denen Formen sehr eigenthümlich sind und die man nicht

ohne weiteres für anorganische Bildungen zu erklären wagt. Die am meisten typischen trifft man auf einer Landzunge S. von Aitoniemi in Teisko[1] an. Hier sieht man an der Oberfläche des Felsens eigenthümliche dunkle Figuren, welche wie die Durchschnitte zusammengeschrumpfter Säcke aussehen, die immer parallel der Lagerung ausgezogen sind. Vergl. Fig. 49, welche eine Photographie wiedergiebt, und Fig. 50, welche



Fig. 49.
Fossilienähnliche Säcke aus Kohlensubstanz im Phyllit auf einer Landzunge S. vom Aitoniemi am Ostufer von Näsijärvi. $^1/_7$ der nat. Grösse.

direkt von dem Felsen kopirt und dann verkleinert wurde. Die schwarzen Linien bezeichnen flache, rinnenförmige Vertiefungen, welche dadurch entstanden sind, dass eine weichere Substanz verwittert ist. Zerschlägt man das Gestein, welches solche »Säcke» enthält, so findet man, dass die Umrisse von einer dichten, glänzenden Kohlensubstanz bezeichnet werden, welche sich mikroskopisch sehr scharf begrenzt erweist (Fig. 51). Die Säcke liegen vorwiegend nur in einer gewissen,

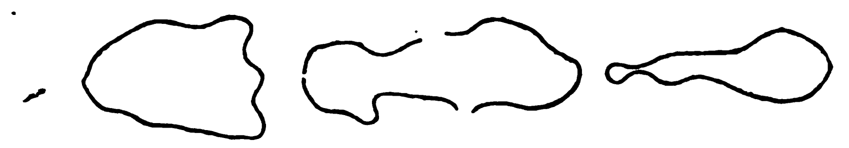


Fig. 50.
Fossilienähnliche Säcke aus Kohlensubstanz im Phyllit am Ostufer des Näsijärvi. $^1/_2$ der nat. Grösse.

einen Decimeter breiten Schicht. Ihre Grösse ist recht verschieden in verschiedenen Richtungen. Ihre Länge wechselt zwischen 3 und 10 cm, während sie in der Richtung senkrecht gegen die Schichtung des Gesteins ziemlich gleichmässig c. 2—3 cm messen.

Ich habe mich vergeblich bemüht, eine Erklärung dieser Gebilde, unter der Annahme, dass sie anorganischer Herkunft wären, zu finden.

[1] Diese Landzunge wurde von meinem Wegweiser Niihami genannt, welcher Name sich auf der Karte S. 17 wiederfindet. Nach den Nachrichten, die ich während der Drucklegung erhalten habe, soll eigentlich eine im S.O. von dieser Stelle liegende Landzunge Niihami heissen.

Concretionäre Bildungen irgend welcher Art, um welche sich dann die Kohlensubstanz, vielleicht in einem ursprünglich bituminösen Zustande, abgesetzt hätte, sind sie gewiss nicht. Im Gegenteil spricht die gleichartige und zwar völlig klastische Beschaffenheit des Sedimentmateriales, welches an den beiden Seiten der Kohlenränder vorkommt, dafür, dass es ursprünglich eine ganz homogene Sandmasse bildete. Dass sich wieder die Kohlensubstanz auf Spalten im Gestein abgesetzt hätte, erscheint völlig unerklärlich. Denn wie könnten diese jemals einen so wunderlichen Verlauf nehmen, dass dadurch solche Bildungen entstünden? Übrigens fanden wir die Kohlensubstanz auch in ganz schmalen Schichten im Gestein concentrirt, was darauf hinzuweisen scheint, dass sie als feiner Detritus abgelagert wurde und somit nicht als Bitumen, sondern in Form fester Massen existirte.

Dass diese aus Kohlensubstanz bestehenden Säcke schon in dem losen, wahrscheinlich tonigen Sande, aus welchem der Schiefer durch Metamorphose gebildet wurde, existirten, scheint mir aus der Art und Weise hervorzugehen, in welcher die Kohlenränder mit dem umgebenden Gestein verbunden sind (Siehe Fig. 51). Dann erscheint kaum eine andere Annahme möglich, als dass sie *organischer* Herkunft sind. Zwar kennt man keine ganz entsprechenden Bildungen aus jüngeren Formationen. Es lässt sich aber leicht denken, dass die Fossile dieser uralten archäischen Sedimente, wenn solche wirklich existiren, ganz anders aussehen müssten als die paleozoischen und jüngeren Organismen. Wenn es Tiere wären, könnte man z. B. an die Vorahnen der Echinodermen denken, welche, wenn noch nicht ihr Panzer fertig gebildet war, wohl die Gestalt solcher einfacher Säcke besitzen könnten. Gegen eine solche Annahme

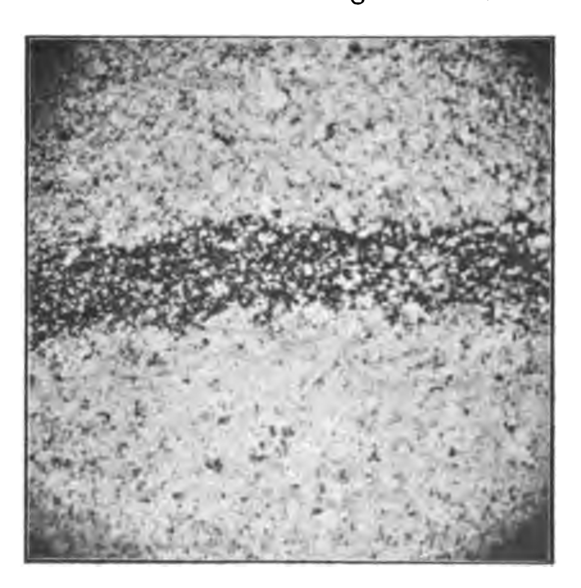


Fig. 51.
Kohlenreicher Rand im Phyllit vom Ostufer des Näsijärvi. (Durchschnitt eines Teiles der im den Figg. 49—50 abgebildeten Dinge). Gew. Licht. Vergr. 18.

spricht jedoch die wechselnde Grösse dieser Gebilde. Tiere pflegen in dieser Beziehung gleichförmiger zu sein. Wahrscheinlicher erscheint deswegen die Annahme, dass diese Säcke Reste *pflanzlicher Organismen* von einfachem Baue sind.

Vielleicht wird eine fortgesetzte und eingehendere Untersuchung dieser Gebilde, welche z. B. in der Art geschehen könnte, dass man aus demselben »Sack» eine Menge verschiedener Schnitte anfertigen liesse, darüber ein helleres Licht werfen. Vorläufig müssen sie wohl zu denjenigen fraglichen Gebilden gerechnet werden, welcher weder der Paleontologe noch der Petrologe als seinem Gebiet angehörig anerkennen will. Wenn die Entdeckung der so lange gesuchten archäischen Fossile irgend welchen Wert haben soll, so muss man ja nicht nur Gebilde nachweisen, die *möglicherweise* Organismen sein können, sondern es gilt solche aufzuweisen, die Jedermann ohne Bedenken für Fossile erklären kann.

In derselben Gegend, wo diese »Säcke» vorkommen, besonders an dem Westufer des Näsijärvi, findet man ähnliche Gebilde, welche sich was die Grösse betrifft, noch unregelmässiger verhalten. Es sind linsenförmige oder rundlich begrenzte Partien von kohlenreicherem Schiefer, welche oft auswittern, so dass an der Oberfläche der Felsen Höhlen enstehen. Die unregelmässige Form und sehr wechselnde Grösse dieser Gebilde machen ihre Deutung als Fossile unwahrscheinlich. Es lässt sich ja aber leicht denken, dass die Kohlensubstanz schon in dem ursprünglichen Sediment in verschiedenen Formen auftrat, auch wenn sie Anfangs organischer Herkunft war, und das Vorhandensein dieser ganz unregelmässigen Gebilde kann somit nicht als ein direkter Beweis gegen die Annahme der Fossilnatur der in den Figg. 49—51 abgebildeten Dinge betrachtet werden.

Übergänge in Glimmerschiefer.

Die eben geschilderten phyllitischen Gesteine, welche eine ursprünglich klastische Beschaffenheit so deutlich erkennen lassen, und die sich zwar als umgewandelte Tone, beziehungsweise tonschüssige Sandsteine erwiesen haben, zeigen nun häufige Übergänge in glimmerschieferartige Gesteine, in welchen der klastische Charakter immer mehr verschwindet. Da hier alle Übergangsglieder zwischen einem solchen klastischen Phyllit und einem recht grobkörnigen, zuweilen fast gneissartigen Glimmerschiefer in lückenloser Reihe vorhanden sind kann man diese Processe, die schon an mehreren Stellen beschrieben worden sind, hier sehr gut studiren.

Dem Anfangsstadium dieser Umwandlung sind wir schon in dem beschriebenen Phyllit begegnet. Es zeigte sich hauptsächlich in einer reichlichen Neubildung von Biotitschüppchen, welche z. T. auf Kosten des Feldspates geschah und sich als eine pseudomorphosenartige Verdrängung dieses Minerales durch Glimmer erwies. Zugleich wurde auch Quarz in reichlicher Menge neugebildet. Neben diesen Gesteinen, in welchen die klastische Struktur noch so deutlich hervortritt, finden wir nun andere, in welchen die neugebildeten Gemengteile eine grössere Rolle spielen und allmälich mehr die primäre Beschaffenheit verhüllen. Besonders die neugebildeten Biotitschuppen treten in ihnen in immer reichlicherer Menge auf, und zugleich vermehren sich auch die zwischen ihnen liegenden klaren Quarzkörner. In den psammitischen Varietäten werden die aus Feldspat oder aus dichten Effusivgesteinen bestehenden Körner allmälich von einem Aggregat von Biotit und Quarzkörnern verdrängt; oder auch werden sie, wenn ihre Substanz erhalten wird, dadurch verunstaltet, dass von den Rändern aus Neubildungen in sie eindringen. In vielen Fällen wird aber auch Feldspat neugebildet. Denn neben den trüben allotigenen Feldspatfragmenten beobachtet man auch rundliche Körner von ganz klarem Oligoklas, Orthoklas oder Mikroklin. Die grösseren, klastischen Quarzkörner zerteilen sich in mehrere rundlich oder stumpfeckig begrenzte Körner. In einigen Fällen werden sie auch durch Zuwachs vergrössert, so dass sich kurze linsenförmige Quarzstreifen bilden. Da nun aber im allgemeinen die gröberen Gemengteile von vielen kleineren Mineralkörnern ersetzt werden, und die neugebildeten Glimmerschuppen oft nur eine Grösse von 0,05—0,1 mm besitzen, werden diejenigen Gesteine, deren Korngrösse ursprünglich 0,5 bis 1 mm war, durch die Metamorphose im Anfang *feinkörniger*. Die ursprünglich pelitischen Gesteine werden dagegen etwas grobkörniger als früher, und die Metamorphose strebt im allgemeinen den Gesteinsmassen einen *gleichförmigeren* Charakter zu geben. Doch bleibt der Unterschied zwischen den ursprünglich pelitischen und psammitischen Schichten noch lange erhalten und zeigt sich darin, dass jene bei der Metamorphose reicher an Biotit und deswegen dunkler werden. Auch in den feinkörnigen Glimmerschiefern, in welchen man keinen Rest der ursprünglichen klastischen Gemengteile mehr sicher erkennen kann, zeigt sich deswegen die Schichtung deutlich darin, dass hellere und dunklere, oft auch der Korngrösse nach etwas verschiedene Schichten mit einander abwechseln.

Neben Quarz und Biotit, welche unter den neugebildeten Gemengteilen vorherrschen und oft fast ausschliesslich den Bestand des Gesteines bilden, kommen in wechselnder Menge andere Gemengteile vor. Blättchen von Muscovit sind in der Regel vorhanden, und werden zuweilen recht gross, dann oft eine ganze Menge Quarzkörner einschliessend. Chloritblättchen, die neben einem ganz frischen Biotit vorhanden sind, und nicht durch die Umwandlung dieses Minerales entstanden sein dürften, sind oft zu beobachten. In mehreren Varietäten findet man auch zahlreiche Körnchen von Epidot, Kalkspat in wechselnder Menge, kleine Magnetitkörner u. s. w.

Fig. 52 giebt die mikroskopische Beschaffenheit eines solchen Phyllites wieder, welcher wie es scheint ursprünglich ganz dicht war, also einen Ton bildete, welcher aber jetzt hauptsächlich aus Biotit und Quarz besteht. Es steht am östlichen Näsijärviufer im N.-W. von Paavola an und findet Verwendung als Wetzsteine.

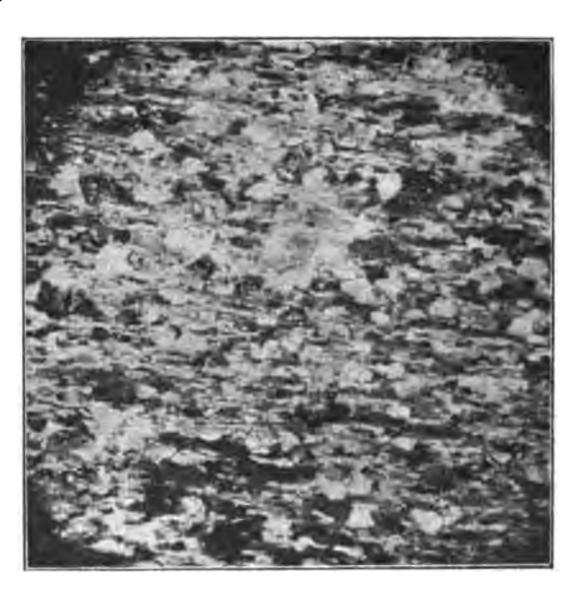


Fig. 52.
Phyllit (feinkörniger Glimmerschiefer) von Ali-Paavola in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 50.

Wenn nun einmal die Gesteine so weit verändert sind, dass sie durch und durch aus neugebildeten kleinen Biotit- und Quarzpartikelchen etc. bestehen, und keine Reste der ursprünglichen klastischen Gemengteile mehr erhalten bleiben, vermag ein weiteres Vorschreiten der Metamorphose in der Beschaffenheit wenig zu verändern. Die eigentlichen, typischen *Glimmerschiefer* unterscheiden sich von den beschriebenen feinkörnigen, phyllitischen Schiefern hauptsächlich nur durch die Korngrösse, welche allmälich immer mehr zunimmt. Die Grösse und die äussere Formbegrenzung der Gemengteile werden zugleich etwas gleichförmiger und die letzten Reste der primären Mineralien verschwinden. Auch von der Schichtung ist oft keine Spur länger erhalten. Für die Struktur dieser typischen Glimmerschiefer ist es besonders charakteris-

tisch, dass die Gemengteile im allgemeinen gut getrennte Körner ohne eigene Formbegrenzung bilden, welche an einander wie Mosaik oder vielleicht besser gesagt wie die Steine einer cyklopischen Mauer gereiht sind (»cyklopische Struktur»).

Nicht selten enthalten auch diese aus Phyllit entstandenen grobkörnigen Glimmerschiefer in reichlicher Menge Feldspat und zwar vorwiegend Mikroklin. Die Struktur dieser Gesteine, welche Fig. 53 wiedergiebt, wird dann fast gneissartig und auch im Felde zeigen sie eine gneissähnliche Beschaffenheit. Diese Gesteine können vielleicht mit demselben Recht *glimmerschieferartige Gneisse* wie gneissartige oder *feldspatführende Glimmerschiefer* genannt werden. Sie kommen besonders am Südrande des westlichsten Teils des Tammerforsgebietes häufig vor, *besonders an den Stellen, wo Pegmatitgänge häufig sind.* Es liegt nahe, in einer Contacteinwirkung dieser Gänge die Ursache des gröberen Kornes und des Feldspatgehaltes der Schiefer zu suchen. Vielleicht ist auch die relativ starke Faltung, welche meistens diese Gesteine von den übrigen Schiefern unterscheidet, durch denselben Umstand zu erklären. Zur Frage von der Entstehung der gneissähnlichen Schiefer werden wir noch im folgenden zurückkehren.



Fig. 53.
Gneissartiger Glimmerschiefer von Aittosaari, Dorf Venttola, Kuhmois. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Es muss aber hier bemerkt werden, dass auch in dem östlichen Teil des grossen Schiefergebietes die Phyllite oft mit feldspathaltigen, leptitartigen Varietäten wechsellagern, und dass also auch ein primärer Feldspatgehalt oft vorhanden ist.

Dieselbe Metamorphose, welche wir hier beschrieben haben, durch welche sich Glimmerschiefer aus ursprünglichen Tonen und Sandsteinen entwickeln, ist schon mehrmals in der geologischen Litteratur ge-

schildert worden, am eingehendsten wohl von Van Hise in seiner Arbeit über die huronischen Schiefer in dem Penokee-District in Michigan und Wisconsin [1]. Auch Lepsius hat in seiner grossen Attika-arbeit ähnliche Erscheinungen beschrieben.

Leptite.

Das eigentümlich gestaltete Schiefergebiet von Suoniemi wird fast vollständig von dem Gestein gebildet, welches wir oben als einen *Leptit* bezeichnet haben. Derselbe kommt auch in den anderen Gebieten in spärlicherer Menge vor. So findet man ihn N.O. von der Kirche Birkkala, W. von Tammerfors, in einer Ecke des grossen Schiefergebietes. In diesem Gebiet findet man wieder ein ganz ähnliches Gestein als Einlagerung in dem Phyllit an den beiden Ufern von Löytänejärvi in Längelmäki. Wie aus der schon gegebenen Schilderung hervorgeht, besitzen auch an den Näsijärviufern *leptitartige Phyllite* grosse Verbreitung, und wechsellagern mit dem typischen Phyllit. Durch ihre dunkle Farbe, die durch den Reichthum an Biotit bedingt wird, unterscheiden sie sich jedoch von dem typischen, hellfarbigen und meistens muscovitreichen Leptit von Suoniemi. Dieser ist ein lichtröthliches, feinkörniges Gestein, welches im anstehenden Fels und in grösseren Stücken ein sandsteinähnliches Aussehen besitzt, während man, wenn man es in Handstücken beobachtet, wegen des Reichthums an Muscovit und die dadurch bedingte ausgeprägte Schieferigkeit das Gestein ohne Bedenken als einen Schiefer bezeichnen würde. Es spaltet sich in ziemlich regelmässigen, parallelipipedischen Stücken und ist deswegen ein gutes Baumaterial. Als solches ist es auf dem Hofe *Mauri,* welcher dicht an der Landstrasse liegt, für den Bau eines Kuhstalles angewandt worden. Die Wände dieses Stalles und die einige Hundert Meter im Norden davon liegenden Steinbrüche im anstehenden Fels bieten die beste Gelegenheit, das Gestein in frischem Bruch zu betrachten.

Was hier vor allem in die Augen fällt, ist die *discordante Schichtung,* welche an zahlreichen Stellen in dem Gestein sichtbar wird, und zwar in einer solchen Deutlichkeit, dass man bei dem ersten Blick es kaum für möglich halten möchte, dass man einen stark metamorpho-

[1] R. D. Irving and C. R. Van Hise, The Iron-Bearing Series of Michigan and Wisconsin. Monogr. U. S. Geol. Survey Vol. XIX. S. 332—345.

sirten Schiefer von archäischem Alter vor sich hat.[1] Tafel V, Fig. 1, zeigt die Erscheinung, wie sie in einem Handstück hervortritt, welches in der Sammlung der Geologischen Commission aufbewahrt wird. Es scheint mir kein Zweifel darüber herrschen zu können, dass wir hier eine echte discordante Schichtung vor uns haben, und dass die Erscheinung nicht durch Gleitungen oder in irgend welcher anderen Weise nachgeahmt werden kann.

Die in der Figur hervortretenden dunklen Ränder, welche die Deutlichkeit des Phänomens bedingen, sind Reihen aus kleinen Magnetitkörnern, welche sich gegen die umgebende Masse scharf abheben. Wären nicht diese auf einzelnen Schichtflächen zufälligerweise vorhanden, so würde man kaum die Erscheinung entdecken können.

An mehreren Stellen sieht man in dem Leptit rundliche Einschlüsse von einem Gestein, welches sich nur durch die etwas dunklere, braune Farbe und die kleinere Korngrösse von dem Hauptgestein unterscheidet. Diese Einschlüsse, die offenbar kleine Gerölle sind, die von einem Gestein gebildet werden, welches seiner Beschaffenheit nach dem umgebenden sehr nahe stand, liegen in einer nur einige Decimeter dicken Schicht dicht an einander. Die Lagerung des Gesteins, welche durch diese geröllführende Schicht sowie durch die discordante Schichtung bezeichnet wird, steht immer ganz steil, bis zu 80° von dem Horizontalplane.

Bei mikroskopischer Beobachtung findet man, dass dieser Leptit hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Muscovit zusammengesetzt ist. Der *Quarz* tritt zum Teil in grösseren, rundlich begrenzten Körnern auf, welche einen Durchmesser von c. 3 mm erreichen. Diese Körner bestehen bald aus einheitlich orientirter Substanz, bald aus mehreren Feldern mit ganz verschiedener Orientirung. Die äusseren Grenzen sind z. T. recht scharf, z. T. haben sie einen zackigen Verlauf. In

---

[1] Doch ist dieses Vorkommniss keineswegs eine vereinzelte Erscheinung. In Dalsland am westlichen Ufer des Wenern-Sees in Schweden habe ich in einem glasigen Quarzit mit senkrecht stehender Lagerung nicht nur eine discordante Schichtung von eben so grosser Deutlichkeit, sondern auch deutlich erhaltene Wellenfurchen gesehen. Beide wurden schon im Jahre 1870 von A. E. Törnebohm beschrieben (Beskrifning till kartbladet N:o 34 Åmål, sid. 15) und nach ihm liegen nicht im geringsten darüber Zweifel vor, dass die s. g. „Eurit-Quarzitformation", in welcher dieser Quarzit vorkommt, dem uralten „archäischen" Complex Schwedens angehört und älter wie einige gneissartige Granite der Gegend ist. Auch in dem Quarzit von Tiirismaa bei Lahtis im südlichen Finland, welcher viel stärker als die Tammerforsschiefer metamorphosirt worden und wahrscheinlich älter wie diese ist (vergl. S. 58), findet man auf den senkrecht stehenden Schichtflächen Furchen, die *möglicherweise* als Wellenmarken zu deuten sind.

einem Gestein, das auch aus der Nähe von Mauri stammte, zeigten diese Felder gegen einander die eigentümlich zackig verlaufende Grenze, welche man bei stark gepressten Quarziten beobachtet: (Vergl. Fig. 54). So stark gepresster Quarz kommt in den betreffenden Sedimentformationen in der Regel nicht vor, und es erscheint auch recht wahrscheinlich, dass er in diesem Falle ein fremder Gemengteil ist, der aus einem präexistirenden, stark gepressten Gestein stammte. Viele der grösseren Quarzkörner im Gestein von Mauri zeigen auffallenderweise fast gar keine Druckerscheinungen oder nur eine schwach hervortretende Flammigkeit. Neben diesen rundlichen Quarzkörnern findet man nun Feldspatkörner von etwa derselben Grösse, welche oft kleine Muscovitblättchen in reichlicher Menge enthalten. Die erwähnten gröberen Gemengteile werden von dicht aneinander gereihten kleineren Körnern von Quarz und Kalifeldspat sowie von Muscovitblättchen umgeben, welche parallele Streifen bilden und dem Gestein seine Schieferigkeit verleihen. Auf einigen Stellen kommen winzige Muscovitschüppchen wolkenweise überaus reichlich vor. Auch Blättchen von Biotit stellen sich gelegentlich ein. Der Magnetit, welcher die früher erwähnten, die Schichtung hervorhebenden schwarzen Linien bildet, tritt in der Gestalt von rundlichen, lappig begrenzten Klümpchen auf.



Fig. 54.
Korn aus stark gepresstem Quarz im Leptit von Mauri in Suoniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Der grösste Teil dieser Gemengteile dürfte ohne Zweifel sekundärer Herkunft sein. Nur was die gröberen Quarz- und Feldspatkörner anbetrifft, erscheint es wahrscheinlich, dass sie allotigene Gemengteile sind, welche auch durch später eingetroffene Umwandlung und Neubildung verunstaltet worden sind. Betrachtet man Dünnschliffe von dem Gestein in starker Vergrösserung, so erhält man das Bild eines typischen, durchaus krystallinischen Schiefers. Bei der Anwendung ei-

ner ganz schwachen Vergrösserung findet man dagegen in der Verteilung und ungleichen Grösse der Gemengteile etwas, das lebhaft an eine ursprünglich klastische Struktur erinnert (Fig. 55). Die schon oben angeführten, auf anstehendem Gestein mit dem blossen Auge zu machenden Beobachtungen lassen auch darüber keinen Zweifel, dass das Gestein ursprünglich ein echter *Sandstein* war, welcher durch die Zusammenschwemmung von losen Gemengteilen gebildet wurde, die aus durch Verwitterung angegriffenen Landmassen herrührten. Mit einer solchen Annahme steht auch die chemische Beschaffenheit des Gesteins im vollen Einklang. Nach einer von H. Berghell ausgeführten Analyse hat dasselbe die folgende Zusammensetzung:



Fig. 55.
Leptit von Vähäjärvi in Suoniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Leptit von Mauri in Suoniemi.

SiO_2	75,52 %
Al_2O_3	14,64
Fe_2O_3	1,42
FeO	0,95
MgO	0,30
CaO	1,33
Na_2O	0,97
K_2O	3,53
Glühverl.	1,06
Summa	99,72 %

Die Variationen, welche die Leptite des Schiefergebietes von Suoniemi sowie das ganz ähnliche Gestein von Birkkala zeigen, sind meistens ganz geringfügig. Der relative Gehalt an Feldspat und Glimmer kann etwas wechselnd sein, und einige Varietäten, besonders die

im W. von Tohlopenjärvi in Birkkala vorkommenden, besitzen eine makroskopisch fast dichte Hauptmasse, in welchen die c. 0,3 mm grossen gröberen Körner einsprenglingsartig hervortreten. Auch hier ist die Zusammensetzung sonst eine ganz ähnliche wie in dem schon geschilderten Gestein.

Von Interesse sind die Veränderungen, welche die grösseren Feldspatkörner in einigen dieser Gesteine erlitten haben. Sie sind zuweilen teilweise oder vollständig in Aggregate von kleineren Stückchen verwandelt, welche wie ein Haufen von Trümmern aussehen. Jedoch dürften sie wohl nicht durch eine mechanische Zerdrückung des Feldspates, sondern durch die Neubildung kleinerer, verschieden orientirter Körner innerhalb der Grenzen desselben entstanden sein, da man oft auch mitten im Krystalle solche Körner wahrnimmt.

In dieselben Stellen, wo solche Körner vorkommen, nestelt sich auch gern Muscovit in reichlicherer Menge ein und bildet oft ziemlich grobe Krystalle, welche jedoch wie gewöhnlich oft eine ganze Menge kleinerer Mineralkörner umschliessen.

Der Leptit von *Iso Löytänejärvi* in Längelmäki zeigt fast eben so schön wie das Gestein von Mauri die discordante Schichtung, welche hier durch ganz schmale, in dem sonst fast schneeweissen Gestein scharf hervortretende schwarze Linien von Biotit hervorgehoben wird.

Mikroskopisch findet man, dass der Schiefercharakter hier noch mehr ausgeprägt ist wie in dem Gestein von Karkku. Die Quarz- und Mikroklinindividuen, welche die Hauptmasse des Gesteins bilden, messen gleichförmig ungefähr 0,2 mm, und liegen in Reihen angeordnet, was dem Gestein eine Parallelstruktur verleiht, welche dadurch deutlicher hervorgehoben wird, dass die recht zahlreich vorhandenen Biotitblättchen auch parallel derselben Richtung liegen. Neben diesem kommt Muscovit, jedoch meistens in geringerer Menge vor.

Durch die Umwandlung von Sandsteinen entstandene Glimmer- und Hornblendeschiefer.

Während die Mehrzahl der Glimmerschiefer sich nahe an die Phyllite anschliesst, giebt es andere Glimmerschiefer, die z. T. sogar gneissartig werden und sich als mit den Leptiten, d. h. umgewandelten Sandsteinen, genetisch verbunden zeigen. Solche Gesteine sind hauptsächlich in dem Lavia—Suodeniemigebiet beobachtet worden.

So findet man am Nordufer des Sees Mouhijärvi in Suodeniemi nahe am Contact gegen den Granit des Liegenden einen Felsen, der

aus Glimmerschiefer besteht, welcher mikroskopisch eine durchaus krystallinische Beschaffenheit zeigt, indem er aus zweifelsohne authigenen, 0,05—0,4 mm im Durchschnitt messenden Körnchen von Labrador, Mikroklin und Quarz, gleichzeitig mit gröberen Biotitblättern zusammengesetzt ist. Fig. 56 giebt ein Bild der Mikrostruktur dieses Gesteins.

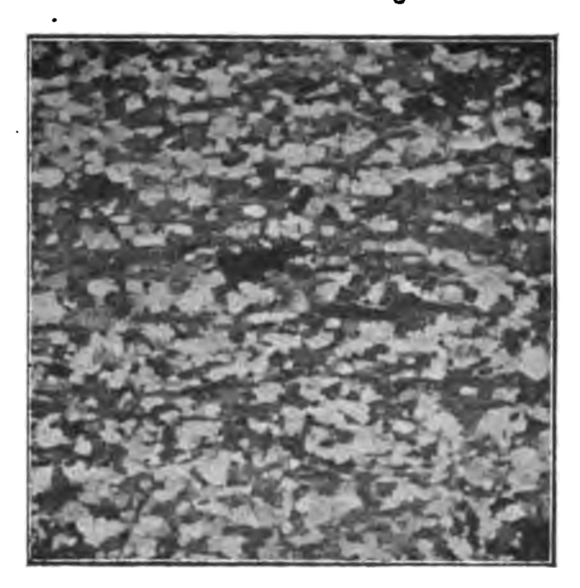


Fig. 56.
Plagioklasreicher Glimmerschiefer vom Nordufer des Sees Mouhijärvi in Suodeniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Man findet auch in diesem Gestein und zwar mit fast eben so grosser Deutlichkeit wie in dem Gestein von Mauri, eine *discordante Schichtung* erhalten, welche hier durch das Vorhandensein glimmerreicherer Schichten hervorgerufen wird. Fig. 57 giebt diese Erscheinung nach einer Photographie schematisch wieder. In der Natur ist das Phänomen ganz eben so deutlich wie in dieser Figur. Es kann meiner Ansicht nach kein Zweifel darüber obwalten, dass dieses Gestein ursprünglich ein discordant geschichteter Sandstein war, welcher später stark umgewandelt wurde, wobei jedoch gewisse primäre Züge noch so zu sagen in Copia erhalten geblieben sind.

Eine Analyse dieses Gesteins wurde von Herrn G. Lundell in Stockholm ausgeführt, welche die folgende Zusammensetzung ergab.

Glimmerschiefer vom See Mouhijärvi in Suodeniemi.

SiO_2	55,19
Al_2O_3	16,43
Fe_2O_3	4,23
FeO	7,29
MgO	4,04
CaO	9,14
Na_2O	2,65

K_2O	0,57
Glühverl.	0,91
Summa	100,45 %

Der grosse Kalk- und Eisengehalt scheint es anzudeuten, dass das Gestein ursprünglich ein eisenreicher *Mergelsandstein* war.

Man würde erwarten, hier Hornblende anstatt Biotit zu finden. In der That kommen auch in derselben Gegend oft ebensolche Gesteine vor, in welchem der Biotit von diesem Mineral vertreten wird. Diese *Hornblendeschiefer* müssen somit als veränderte Sandsteine betrachtet werden, und gehören also mit den hornblendereichen Schiefern der Näsijärvigegend, welche wie wir gefunden haben Tuffe waren, genetisch nicht zusammen. Solche Hornblendeschiefer besitzen im Kankaanpääagebiet eine noch grössere Verbreitung und bilden hier allein für sich die untere Abteilung der Schieferformation. Der Plagioklas ist hier zuweilen ein Oligoklas, neben welchem Quarz in mehr zurücktretender Menge vorhanden ist. Grüne Hornblende und Biotit finden sich in ungefähr gleicher Menge, daneben spärlich Körner von Titanit und Magnetit. Die Struktur ist der in Fig. 56 abgebildeten sehr ähnlich.

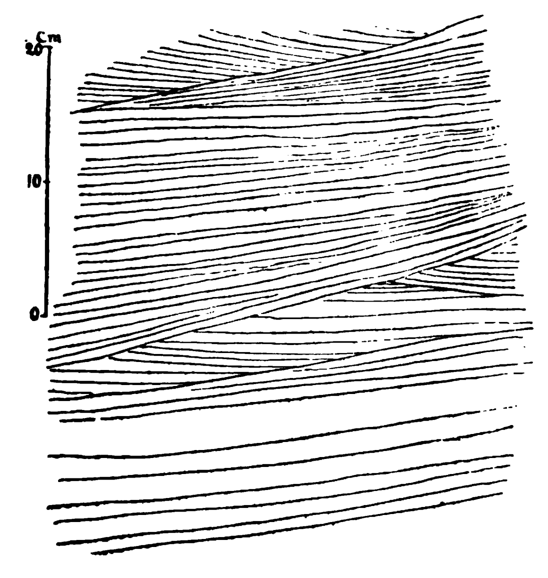
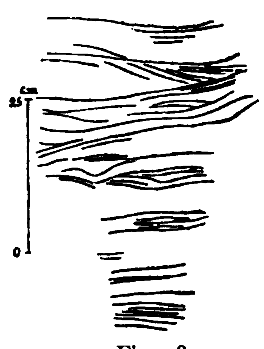


Fig. 57.
Discordante Schichtung in einem Glimmerschiefer vom See Mouhijärvi in Suodeniemi.

Die Schiefer des Lavia-Suodeniemigebietes sind überhaupt, wie wir schon bei der Schilderung der dort anstehenden Conglomeratschiefer und Porphyritoide fanden, im Vergleich mit den Gesteinen des Näsijärviufers viel stärker umgewandelt. Im Süden und Osten der Kirche Suodeniemi findet man zwischen ihnen nicht selten ziemlich grobkörnige, glänzende Glimmerschiefer, die zuweilen Granat und Andalusit enthalten und meistens muscovitreich sind. Der Muscovit kommt zuweilen als grobe, dendritähnliche Aggregate von silberglänzenden Schuppen an den Schieferungsflächen vor.

Doch findet man auch hier, wo die Gesteine so äusserst stark metamorphosirt worden sind, stellenweise sehr gut erhaltene Schiefer. So zeigt der Phyllit im Norden vom Bauernhaus Järvi, W. von der Kirche Suodeniemi, stellenweise eine fast ebenso schöne Schichtung, wie die Schiefer der Näsijärviufer. Auch bei dem Pfarrhof von Suodeniemi stehen solche wenig metamorphosirte Gesteine an, und in den Felsen, welche an der Landstrasse zwischen Suodeniemi und Lavia liegen, erkennt man oft in dem überhaupt glimmerschieferartigen Schiefer eine sehr deutliche Schichtung und Wechsellagerung. Ebenso auch an der Contactstelle N. vom Naarajärvi in Lavia, die wir im folgenden beschreiben werden.


Fig. 58.
Discordante Schichtung in einem gneissartigen Glimmerschiefer von Myllyharju in Lavia.

Äusserst stark metamorphosirt ist der Schiefer im südlichsten Teil des Nord-Laviagebietes, wo Pegmatitgänge häufig vorkommen. Jedoch erkennt man auch hier trotz der gneissartigen Beschaffenheit des stark gefalteten Gesteins eine ganz unverkennbare *discordante Parallelstruktur* (Fig. 58), welche beweist, dass auch diese Gesteine den umgewandelten Sandsteinen angehören müssen.

Etwas weiter gegen Norden trifft man auch hier ganz schwach umgewandelte Phyllite, welche sich von dem Gestein von Näsijärvi keineswegs unterscheiden.

Wie aus den jetzt mitgeteilten Angaben hervorgeht, haben sowohl die Schiefer des Suoniemigebietes als auch das Sedimentmaterial der Schiefergebiete von Lavia und Suodeniemi ursprünglich vorwiegend aus Sandsteinen bestanden. Das Sedimentmaterial besass also hier einen mehr litoralen Charakter als in der unteren Abteilung der Schieferformation von Tammerfors, in welcher toniges Material vorherrschte.

Der jüngere Granit und seine Beziehungen zu den Schiefern. Durch Contact-, Injections- und Digestionsmetamorphose veränderte Schiefer.

Wie schon Anfangs hervorgehoben wurde, liegen die beschriebenen Schieferzonen vorwiegend an den Grenzen zwischen einem hauptsächlich aus gneissartigen Gesteinen bestehenden Complex und einem grossen Granitgebiet, welches sich im Norden davon wenigstens über 4 Längengrade und 1,3 Breitengrade mit einem Areal von c. 23,000 Qv. km. ausdehnt. Zwar bildet das Gestein dieses Gebietes nicht eine einheitliche und homogene Masse, wie es z. B. mit den fast eben so grossen Rapakivigebieten der Fall ist. Im Gegenteil findet man hier einen stetigen Wechsel verschiedener Granitvarietäten. Das Gestein ist voll kleiner Einschlüsse von Schiefer und enthält auch an mehreren Stellen langgezogene Zonen von Schiefer, welche meistens zahlreiche Granitgänge enthalten und eine stark veränderte Beschaffenheit zeigen.

Trotz dieses Wechsels trifft man in dem ganzen Gebiet stets dieselben, z. T. sehr charakteristischen Varietäten an. Alle sind durch stetige Übergänge mit einander verbunden und zeigen auch mehrere gemeinschaftliche Eigenschaften. An den Grenzen zeigen sie ein gleichartiges Verhalten, indem sie alle die umgebenden Gesteine *in der Art eines jüngeren Eruptivgesteins durchdringen.* Derselbe Granit schiebt sich auch an mehreren Stellen an der Grenze zwischen den Schiefern und ihrem liegenden Complex ein, diese gleichwie auseinander spaltend. Er bildet dann kleinere Gebiete, welche entweder mit dem grossen vereinigt sind und dann wie von diesem ausgehende Buchten aussehen, oder auch isolirt an der südlichen Grenze der Schiefer ohne sichtbare Verbindung mit dem grossen Gebiete liegen (Vergl. die Karten).

Porphyrartiger Granit.

Von den verschiedenen Strukturvarietäten dieser Granite besitzen die *porphyrartigen* eine recht grosse Verbreitung und zeigen eine sehr charakteristische und überhaupt gleichförmige Beschaffenheit.

Fig. 59 zeigt das Aussehen einer sehr typischen, in Lavia vorkommenden Varietät dieses Granites, wie es in den geschliffenen Oberflächen der Felsen zum Vorschein kommt. Es liegen zahlreiche, gröss-

tenteils rundlich begrenzte Feldspate, welche meistens 1,5—3, zuweilen bis 5 cm in der Länge messen, in einer gleichkörnigen Masse ausgestreut, welche aus den gewöhnlichen granitischen Mineralien besteht.

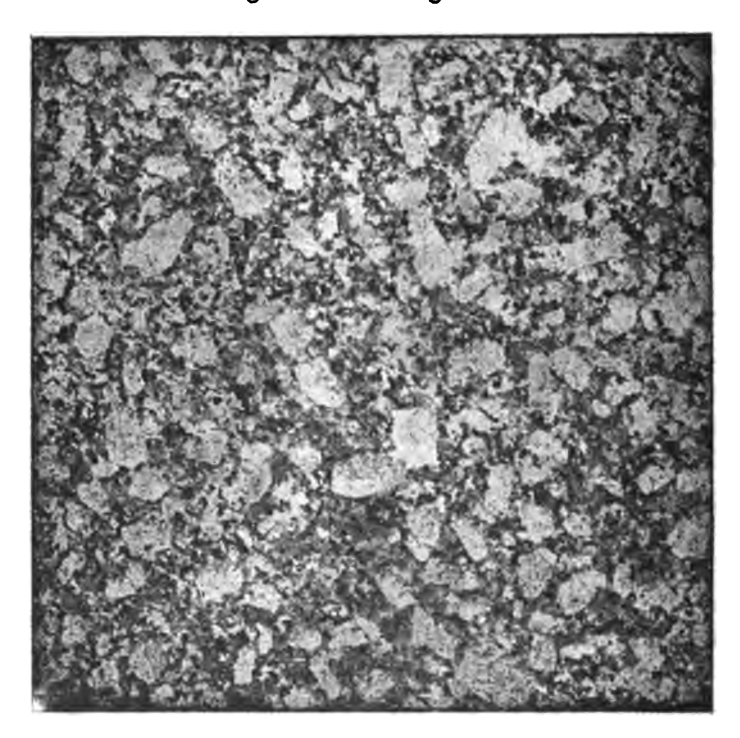


Fig. 59.
Jüngerer porphyrartiger Granit von Susijärvi in Lavia. $^1/_5$ der nat. Gr.

Die Farbe des Feldspates, welche diejenige des ganzen Gesteins bestimmt, ist eine *lichtröthliche*. Dieses Gestein, wie überhaupt die Mehrzahl dieser porphyrartigen Granite, zeigt eine fast völlig massige Struktur. Wenn eine undeutliche Parallelstruktur in ihnen vorhanden ist, beobachtet man meistens keine die Krystalle durchschneidende Kataklaszonen, sondern erhält mehr den Eindruck, als wäre sie durch Bewegungen in plaatischem Zustande entstanden, sei es, dass diese Plasticität eine primäre Eigenschaft war oder im Verlauf der Veränderungen eines schon vollständig verfestigten Gesteins eintrat. Doch giebt es auch an einigen Stellen Varietäten, welche stark mechanisch zerdrückt worden sind.

In anderen Varietäten dieser porphyrartigen Granite, welche besonders in der Gegend von Isovesi in Kuhmois vorkommen, sind die

Feldspate etwas grösser, parallelipipedisch begrenzt, nicht selten gelblich oder gräulich gefärbt und werden von einer deutlich parallelstruirten Masse umgeben. Diese Varietäten werden dem im Liegenden der Schieferformationen vorkommenden, älteren porphyrartigen Granit recht ähnlich. Anderseits findet man aber auch, und zwar in einem kleinen isolirten Gebiet, welches im S. von der Kirche Kumo (Kokemäki) liegt, einen porphyrartigen Granit, der bei makroskopischer Beobachtung den weit jüngeren Rapakivigraniten recht ähnlich erscheint. Er zeigt aber, besonders mikroskopisch, ganz unverkennbare, obgleich nur schwache Einwirkungen einer stattgefundenen regionalen Metamorphose, was bei den Rapakivigraniten nicht beobachtet wurde. Auch seinem Aussehen nach schliesst sich dieser Granit gewissen in dem Granitgebiet von Lavia vorkommenden Varietäten der jüngeren archäischen Granite sehr nahe an, und dürfte wohl mit ihnen genetisch verbunden sein. Es ist wahrscheinlich dasjenige Gestein dieser Gruppe, welches den Urtypus in am besten erhaltener Gestalt zeigt.

Aber auch das Gestein von Lavia, das in Fig. 59 abgebildet wurde, zeigt eine petrographische Beschaffenheit, welche durch später eingetroffene dynamometamorphe Veränderungen nur wenig modificirt worden ist.

Bei dem mikroskopischen Studium dieser Gesteine findet man, dass der Feldspat sowohl wo er als Einsprengling wie auch da, wo er als Gemengteil der Grundmasse vorkommt, z. T. aus *Orthoklas*, z. T. aus *Mikroklin* mit wunderschöner Gitterstruktur, z. T. endlich aus einem *Oligoklas* (Maximalauslöschung nur wenige Grade) besteht. Der letztgenannte ist auch in der Grundmasse stets idiomorph gegen den Kalifeldspat und wird oft vollständig von ihm umschlossen. Orthoklas und Mikroklin sind stets von einander gut getrennt und scheinen gleichzeitig und unabhängig von einander entstanden zu sein. Beide sind oft mit Albit mikropertitisch verwachsen. Der *Quarz* bildet Felder, welche gegen die Feldspate entschieden *allotriomorph* begrenzt sind, die aber meistens in eine Anzahl zackig begrenzter Partien mit verschiedener Orientirung zerteilt worden sind. Nur in dem Gestein von Kumo ist er besser erhalten, indem er aus fast einheitlich orientirten Partien mit nur schwach hervortretender undulirender Auslöschung besteht. Hier bildet ein Teil des Quarzes rundliche Körner, welche von den Randpartien der grösseren Feldspate umschlossen werden.

Hier und da liegen grössere Partien von *Biotit*, welche wie es scheint ursprünglich einheitliche Krystalle bildeten, die aber jetzt oft durch eine Menge kleinerer Blättchen ersetzt worden sind. Diese Bio-

titpartien kommen zuweilen in den Feldspaten eingeschlossen vor und das Mineral dürfte wohl als primärer Gemengteil vor diesem entstanden sein. Er enthält oft kleine Krystalle von *Titanit* und zuweilen reichlich Apatitsäulchen.

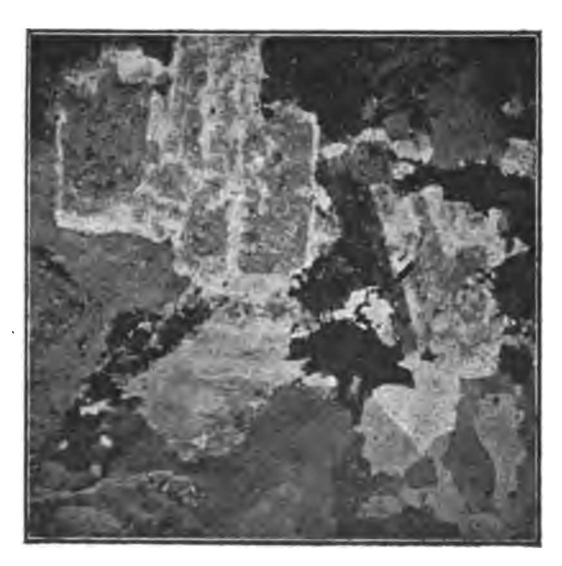


Fig. 60.
Porphyrartiger Granit von Liuttu, S. von Myllyjärvi in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Fig. 60 giebt ein Bild der Mikrostruktur dieser Gesteine. In der abgebildeten Stelle besteht das Gestein hauptsächlich aus Feldspat, der von einer Quarzmosaik verkittet wird. In der Mitte und links unten liegen kleine Biotitkrystalle. Der links oben liegende Feldspatkrystall besteht aus Oligoklas.

In mehreren Varietäten dieser porphyrartigen Granite, besonders in denjenigen, welche sich sonst als stärker metamorphosirt erweisen, kommt weiter ein Gemengteil in wechselnder Menge vor, welcher recht viel Interesse darbietet.

An den gegenseitigen Grenzen der Feldspate, z. T. auch als sie durchziehende Schnürchen, treten Reihen von Orthoklaskörnchen auf, welche mit radialstrahlig angeordneten, wurmartig gekrümmten Quarzstengeln (*Quartz vermiculaire* von Michel Lévy) verwachsen sind. Bald liegen diese Gebilde, die wie kleine Warzen aussehen, als selbständige Körner zwischen den Feldspaten, in der Art, als wenn sie von aussen in diese eingewachsen wären. Bald ist wieder der äusserste Rand des Feldspates von »Quarz vermiculaire» durchwachsen, so dass es aussieht, als ob die Verwachsung nur bei einer Fortsetzung des Zuwachsens der Feldspate entstanden wäre. Zuweilen werden diese »Warzen» so zahlreich, dass man in den Dünnschliffen auf einer Fläche von mehreren Quadratmillimetern nur solche Dinge beobachtet. Zu diesen recht interessanten Gebilden werden wir noch im folgenden zurückkehren.

Auch im übrigen ist ein Teil des Feldspates sicher sekundärer Entstehung, da die sonst gerade verlaufenden Grenzen der grösse-

ren Krystalle zackige Vorsprünge zeigen, die offenbar durch Zuwachs nach der Verfestigung entstanden sind. Auch der in Form kleiner Blättchen auftretende Biotit dürfte wohl zum Teil sekundärer Entstehung sein. In einigen stärker metamorphosirten Varietäten ist auch Quarz reichlich in dem Raume des Feldspates neugebildet worden, wobei dieser oft wie löcherig aussieht.

Überhaupt zeigen jedoch diese porphyrartigen Granite keine besonders prägnanten regionalmetamorphen Einwirkungen. Da die einsprenglingsartig hervortretenden Krystalle von diesen Veränderungen am wenigsten getroffen werden, kann man diese Veränderungen auch besser in den gleichkörnigen Varietäten studiren, zu deren Schilderung wir jetzt übergehen.

Gleichkörnige Granite.

Die gleichkörnigen Varietäten zeigen auch z. T. eine *röthliche* Farbe, besonders da, wo sie noch eine schwache Andeutung einer porphyrartigen Ausbildung zeigen, indem einzelne Feldspate noch etwas gröber wie die übrigen Gemengteile sind. Diese Varietäten sind mit den echten »Porphyr-Graniten» durch stetige Übergänge verbunden. Häufiger sind sie jedoch der Farbe nach *grau,* zuweilen mit einem Stich in's gelbliche.

Sehr charakteristisch sind diejenigen grauen, oder richtiger gesagt schwarz-weissmelirten Granite, welche reichlich schwarze *Hornblende* oder Biotit enthalten, und die meistens etwas gröber als mittelkörnig sind (Korngrösse 1—2 mm). Sie sind oft ganz massig, z. T. zeigen sie aber auch eine ziemlich deutliche Parallelstruktur. Von diesen *Hornblende-* beziehungsweise *Biotitgraniten* kommen auch Varietäten mit röthlichen Farbenuancen recht häufig vor.

Andere Varietäten sind mittel- bis kleinkörnig (Korngrösse unterhalb 1 mm) und ärmer an dunklen Mineralien. Sie sind der Farbe nach *hellgrau,* oft fast *weisslich,* und enthalten oft relativ reichlich Muscovit. Ferner giebt es auch solche Granitvarietäten, welche ganz kleine porphyrartig hervortretende Feldspate in einer feinkörnigen bis fast dichten Masse zeigen. Diese Gesteine, deren Struktur sich der granitporphyrischen nähert, sind der Farbe nach röthlich oder schmutzig bräunlich und z. T. massig, z. T. ziemlich stark druckschieferig.

Endlich kommen auch *Pegmatite* in genetischer Verbindung mit diesen Graniten vor, jedoch reichlicher als Gänge in den umgebenden Gesteinen als in dem eigentlichen Granitgebiet.

In den am besten erhaltenen dieser gleichkörnigen Granite kann man ihre ursprüngliche Beschaffenheit noch deutlich erkennen, und findet dann, dass sie mit derjenigen der schon beschriebenen porphyrartigen Varietäten grosse Ähnlichkeit zeigt.

Als Feldspatgemengteile kommen sowohl *Orthoklas* und *Mikroklin* wie *Oligoklas* vor, welcher letztere besonders in den hornblendereichen Varietäten in reichlicher Menge vorhanden ist. Er scheint ursprünglich stets eine idiomorphe Begrenzung besessen zu haben, welche jedoch oft durch stattgefundene sekundäre Veränderungen verhüllt worden ist. Er zeigt oft einen deutlichen zonaren Bau, wobei die innerste Zone oft etwas basicher als die Aussenzonen ist. Nicht selten enthält er kleine Fleckchen von neugebildetem Mikroklin. Der Kalifeldspat enthält oft, aber keineswegs immer, zahlreiche Albitlamellen in mikroperthitischer Verwachsung. Er ist, wo seine ursprünglichen Formen erhalten blieben, gegen den Plagioklas allotriomorph, gegen den Quarz dagegen idiomorph begrenzt.

Der *Biotit* bildet, wo er primärer Entstehung ist, anscheinend idiomorph begrenzte hexagonale Tafeln, welche häufige Knickungen und Biegungen der einzelnen Lamellen zeigen. Ein sehr grosser Teil des Biotites lässt aber durch sein Auftreten seinen Charakter eines sekundären Gemengteiles deutlich erkennen. Auch die grüne *Hornblende,* welche in der Gestalt mehr oder weniger gut begrenzter Säulen vorhanden ist, dürfte zum grössten Teil, wenn nicht vollständig, sekundärer Entstehung sein.

Der Quarz, welcher in wechselnder, meistens aber sehr reichlicher Menge vorhanden ist, bildet grössere Partien, welche gegen die übrigen als primär erkannten Gemengteile entschieden allotrimorph begrenzt sind. Diese Quarzpartien sind aber auch hier fast immer in eine ganze Menge verschieden orientirter Felder zerteilt worden, welche fast wie selbständige Körner aussehen. Könnte man nicht die verschiedenen Stadien dieser Veränderungen hier, besonders in den porphyrartigen Varietäten gut verfolgen (noch besser lassen sie sich in einem in derselben Gegend vorkommenden, etwas jüngeren Gestein, nämlich in dem von mir früher beschriebenen Quarzporphyr von Karvia, studiren [1]), so würde man es kaum glauben können, dass diese Körner nur durch die Zerdrückung der grösseren primären Quarzkörner und ihre bei der Regionalmetamorphose geschehene »Heilung» entstanden sind.

---

[1] Bull. Comm. Geol. de la Finlande, N:o 2.

Wenn auch bei diesem Processe keine eigentliche stoffliche Umsetzung geschieht, so trägt er doch sehr viel dazu bei, die ursprüngliche Struktur des Gesteins zu maskiren. Wenn es möglich wäre, die ursprüngliche Beschaffenheit des Quarzes wieder herzustellen, so würde eine ganze Menge dieser Granite eine nur sehr schwach veränderte Eruptivstruktur zeigen. Fig. 61 giebt die Struktur eines solchen schwach metamorphosirten Granites dieser Gruppe wieder. Man erkennt darin hauptsächlich idiomorphe Feldspatkrystalle, die von Quarzkörnern verkittet werden. Rechts oben liegt ein Krystall von Hornblende.

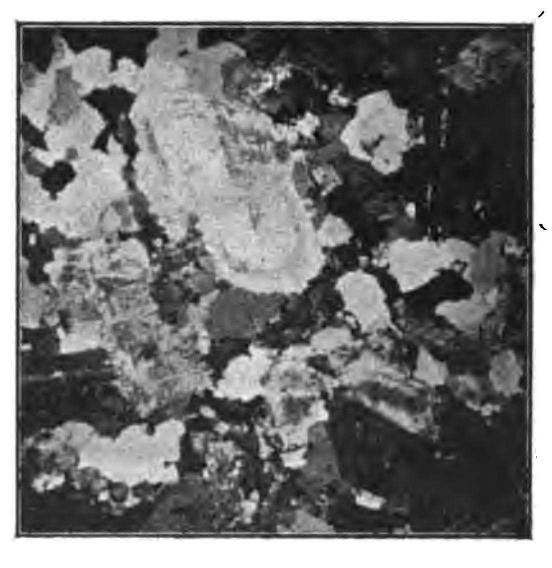


Fig. 61.
Granit von Saksa in Kuhmois. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In den Anfangsstadien der Metamorphose werden die Feldspate verhältnissmässig wenig angegriffen. Bei allmälich stärker werdender Metamorphose findet man auch bei ihnen häufig weitgehende z. T. mechanische, z. T. chemische Veränderungen. Sie zeigen häufige Knickungen und werden oft in mehrere Teile zerdrückt. In dem Plagioklas findet man reichlich kleine Fleckchen von neugebildetem Mikroklin und auch der Orthoklas scheint sich allmälich in Mikroklin zu verwandeln. Man findet nämlich hier oft einen Kalifeldspat, dessen Hauptmasse gar keine oder eine äusserst undeutlich hervortretende Zwillingslamellirung zeigt, in welchem aber einzelne Fleckchen aus klarerer Substanz mit deutlicher Zwillingslamellirung, vorwiegend nach dem Albitgesetz, bestehen.

Die Feldspate werden auch oft durch Zuwachs verunstaltet, in dem sich zapfenförmige Protuberanzen an ihnen einstellen. Besonders reichlich findet man in vielen von diesen Graniten die schon erwähnten *warzenähnlichen Verwachsungen* zwischen Feldspat, ganz vorwiegend Oligoklas, und wurmartig gekrümmten Quarzstengelchen. Die Figg. 62 und 63 geben eine Vorstellung von dem Aussehen dieser Gebilde, welche noch reichlicher wie hier in denjenigen Graniten vorkommen,



Fig. 62.
Warzenähnliche Verwachsung von Oligoklas und Quarz in einem Granit von Mahnala in Tavastkyrö. Nicols gekreuzt. Vergr. 80.

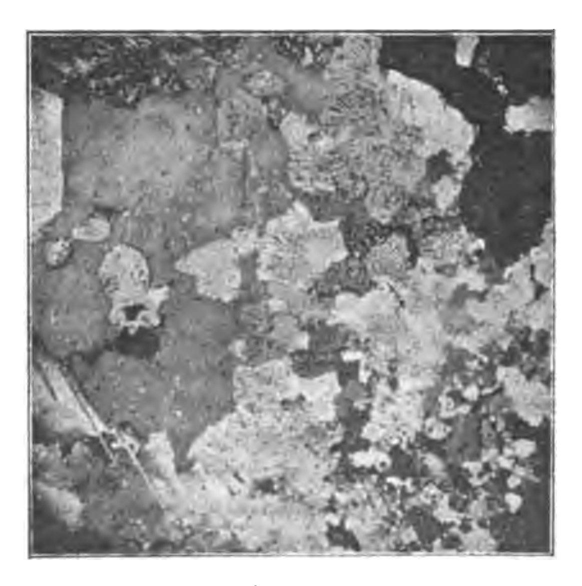


Fig. 63.
Warzenähnliche Verwachsungen von Oligoklas und Quarz in einem älteren Granit von der Eisenbahn N. von Sarkkila in Kangasala. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

welche älter als die Tammerforsschiefer sind (Siehe Fig. 63). In einigen Fällen können die einzelnen Stengel noch feiner werden, so dass die Verwachsungen blumenkohlartige Gebilde von äusserster Zartheit darstellen. Zum Teil bilden nun diese Verwachsungen schmale Fransen und Säume um die Feldspatkrystalle, wobei der von »Quartz vermiculaire» durchwachsene neugebildete Feldspat mit der Substanz der Krystalles, den er umsäumt, gleich orientirt ist. Dann kann es oft scheinen, als ob der ganze Feldspat eine ursprüngliche Bildung wäre, in dessen durch Corrosion angegriffene Ränder ein sekundärer Quarz später eingedrungen wäre. Gegen eine solche Annahme, nach welcher der Quarz als ein »Quartz de corrosion» im Sinne der französischen Petrologen aufzufassen wäre, sprechen jedoch mehrere Umstände, welche zu beweisen scheinen, dass sowohl der »Quartz vermiculaire» wie der Feldspat, den er durchwächst, auch in diesen »Fransen»

gleichzeitig entstandene sekundäre Bildungen sind. Sie zeigen nämlich oft gegen den von ihnen umsäumten Feldspat eine recht bestimmte Grenze und kommen überhaupt niemals in genetischer Verbindung mit unzweifelhaft primären Gemengteilen vor.

In der Mehrzahl der Fälle treten aber diese Verwachsungen selbstständiger auf, indem sie die schon erwähnten und in den Figg. 62 und 63 abgebildeten Körner bilden. Die Grösse dieser Gebilde ist eine auffallend gleichförmige. Im Durchschnitt messen sie ungefähr 0,2 mm in der Länge. 1 mm kann man als ein selten erreichtes Maximum, 0,06 mm als ein Minimum der Länge der gut ausgebildeten Quarz-Feldspatwarzen angeben.

Es wäre bequem, für diese eigenartigen Gebilde, welche von dem echten Mikropegmatit, Poikilit und ähnlichen Bildungen leicht zu unterscheiden und zweifelsohne auch genetisch verschieden sind, einen besonderen Namen zu besitzen, da die von Michel Lévy eingeführte Bezeichnung »Nodules de feldspat à quartz vermiculaire» lang und in den germanischen Sprachen schwer zu brauchen ist. Ich erlaube mir deswegen vorzuschlagen, diese warzenähnlichen Bildungen als *Myrmekit* oder myrmekitische Verwachsungen (von *μυρμηκια*, Warze) zu bezeichnen, welche auch für die fransenartig auftretenden ähnlichen Gebilde (Myrmekitsäume oder -fransen) anzuwenden wäre.

Diejenigen Gesteine, welche solche Myrmekitkörner in reichlicher Menge enthalten und in welchen sich die grösseren Quarzpartien in eine Menge kleinerer Körner geteilt haben, zeigen oft sehr ausgeprägt die Struktur, welche Törnebohm *Mörtelstruktur* genannt hat. Die noch erhaltenen grösseren Gemengteile werden wie von einem feinkörnigen Cäment umgeben, und die kleineren Körner von Myrmekit (oder sie vertretende Feldspatkörner ohne »Quartz vermiculaire») treten oft auf Quetschzonen in dem Feldspat auf. Doch unterscheidet sich diese Art Mörtelstruktur von derjenigen, welche man in solchen Graniten antrifft, die eine vorwiegend *mechanische* Metamorphose durchgemacht haben. In den hier vorkommenden Gesteinen findet man nur selten »ungeheilte» Spuren einer mechanischen Zerdrückung. Eine solche hat zweifelsohne die Metamorphose eingeleitet; dieses kann man besonders bei dem vergleichenden Studium der allmälich eintretenden Veränderungen der Quarze erkennen. Bei dem Fortschreiten der Metamorphose hat nun offenbar eine Regenerirung und Neubildung von Quarz und Feldspat in so grossem Maassstabe stattgefunden, dass dadurch die Spuren der Kataklase grösstenteils wieder vertilgt worden sind.

In Anbetracht des vollkrystallinischen Charakters dieser Neubildungen glaubte ich früher annehmen zu müssen, dass alle diese Erscheinungen, und zwar sowohl die Myrmekitbildung wie die Entstehung der Mörtelstruktur, vor der vollständigen Krystallisation des Magmas entstanden wären. Nachdem ich den Gang der Metamorphose näher kennen gelernt habe, kann ich nicht mehr daran zweifeln, dass bei dieser auch Neubildungen entstanden sind, welche denselben Charakter wie die primären Mineralien der Tiefengesteine besitzen. Ein Teil dieser Veränderungen sind aber erweislich *erst nach der vollständigen Verfestigung des Gesteins eingetreten* und dasselbe dürfte auch von der Myrmekitbildung gelten.

Nun findet man myrmekitische Bildungen, wie mir mein College Frosterus gezeigt hat, auch in den durch eine Art Contactmetamorphose umgewandelten Einschlüssen in den Rapakivigraniten. Sie können somit erweislich bei contactmetamorphen Processen entstehen, da diese Gesteine nicht regionalmetamorphosirt worden sind. Dagegen fehlen sie sonst vollständig in denjenigen Gesteinen der Rapakivigebiete, welche nur echte Eruptivstrukturen aufweisen.

Es scheint somit der Myrmekit nur metamorph und zwar bei solchen Processen gebildet zu werden, welche der Contactmetamorphose nahe stehen, also bei erhöhter Temperatur und Vorhandensein von reichlichen Lösungsmitteln. Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Bedingungen bei der Metamorphose der Granite der Tammerforsgegenden, welche wahrscheinlich in grosser Tiefe vorsichging, vorhanden waren.

Auch die eben beschriebenen, verhältnissmässig schwach umgewandelten Granite enthalten oft reichlich neugebildete Blätter von *Biotit.* Bei reichlichem Vorhandensein dieser Neubildungen verändert sich auch die ursprüngliche Struktur in noch höherem Grade. Dieser Gemengteil tritt dann z. T. auf Quetschzonen auf, in welchen meistens auch Quarz- und Feldspatkörner in reichlicher Menge neugebildet worden sind, und welche deswegen nur undeutlich hervortreten. Zum Teil kommen aber auch neugebildete Biotitblättchen unregelmässig eingestreut in den Feldspaten vor, entweder kleinere kreuz und quer liegende Schuppen oder grössere krystallinische Partien bildend.

In diesen stärker metamorphosirten, mehr gneissartigen Graniten teilen sich auch die Quarzpartien in noch besser individualisirte, rundliche Körner, die allmälich immer gröber werden. Hier kann man nicht mehr aus dem Auftreten des Quarzes schliessen, dass er durch die Zerteilung von grösseren Quarzpartien entstanden ist, sondern man

würde die groben Quarzkörner eher für ursprüngliche Gesteinsgemengteile halten.

Auch die Feldspate verändern sich allmälich immer mehr, bis sie schliesslich fast keine Spur der ursprünglichen Beschaffenheit zeigen. Der Quarz erfüllt oft randliche Einbuchtungen im Feldspat, gleich als ob er verzehrend auf ihn eingewirkt hätte. Neugebildete Körnchen von Quarz und Schuppen von Biotit erfüllen auch die Feldspatsubstanz, und die grösseren Feldspate zerteilen sich in derselben Weise, welche wir bei den Leptiten kennen gelernt haben (vergl. S. 101), in mehrere kleinere Körner.

Auch die Beschaffenheit der Feldspatsubstanz scheint bei diesen Umsetzungen verändert zu werden. Die in den schwach umgewandelten Varietäten scharf hervortretende, regelmässige Zwillingslamellirung des Oligoklases verschwindet allmälich, und an deren Stelle findet man eine sehr undeutlich hervortretende Zwillingslamellirung, wobei die einzelnen Lamellen oft ganz schmal und nicht selten auskeilend sind. Zuweilen wird sie so undeutlich, dass man bei schwacher Vergrösserung sie leicht übersehen kann. Überhaupt zeigt der Plagioklas im polarisirten Licht ein Aussehen, dass ich nicht besser definiren kann, als dass er wie gebleicht oder verdünnt vorkommt. Der Orthoklas verschwindet allmälich und an dessen Stelle tritt der Mikroklin.

In den Anfangsstadien der Metamorphose tritt die *Zerstörung* der ursprünglichen Gemengteile und der regelmässigen Primärstruktur in den Vordergrund. Wenn auch die gleichzeitig entstandenen Neubildungen in einigem Maasse die Spuren dieser Zerstörung vertilgt haben, so erhält man doch den allgemeinen Eindruck von Unordnung und Anarchie. Bei dem Fortschreiten der Metamorphose zeigt sich ein ruhigeres Bild, indem die Spuren der Kataklase wieder vertilgt werden (Vergl. Fig. 64).

Im Grossen und Ganzen zeigt sich auch hier bei der Metamorphose das Bestreben, die Ungleichförmigkeit der Gemengteile was Grösse und Beschaffenheit anbetrifft zu vertilgen und die Granite in Aggregate von einigermassen isometrischen Körnern von Feldspat, Quarz und Glimmer zu verwandeln. Das Endresultat dieser Umwandlungsprocesse muss somit ein gneissartiges Gestein werden, welches seiner Struktur nach von den stark umgewandelten Sedimentgesteinen ähnlicher Zusammensetzung nicht ganz wesentlich verschieden ist.

Jedoch wird dieser Endpunkt der regionalmetamorphen Scala bei den betreffenden Graniten nie erreicht. Auch Gesteine, welche nach ihrem mikroskopischen Bestande als gneissartige Granite bezeichnet

werden können, sind hier ziemlieh selten, obgleich sonst Granite, die nach dem blossen Auge eine deutliche Druckschieferung erkennen lassen, recht häufig sind. Die Mehrzahl der Varietäten zeigen die ursprüngliche Struktur noch in solcher Deutlichkeit, dass man sie sowohl ihrem makroskopischen wie mikroskopischen Bestande nach ohne Bedenken als verschieden stark metamorphosirte Granite bezeichnen würde.

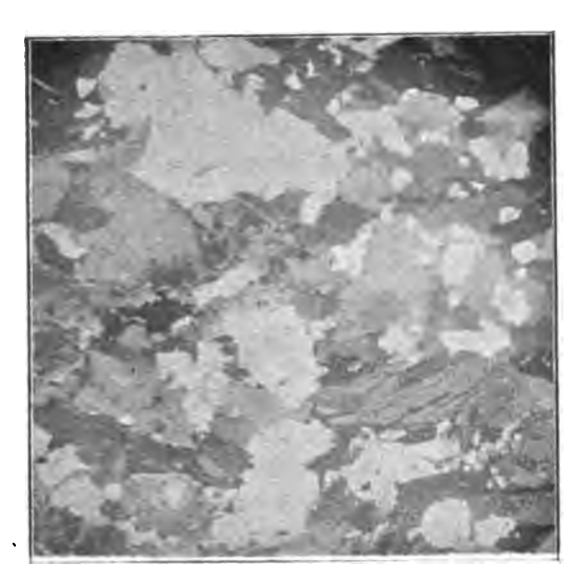


Fig. 64.
Gneissartiger Granit von Lapinniemi in Teisko.
Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In den *helleren*, mittel- bis kleinkörnigen Varietäten dieser Granite besteht der Feldspatgemengteil überwiegend aus Mikroklin mit sehr schöner Gitterstruktur, welcher in den gut erhaltenen Varietäten recht gut idiomorphe Krystallkörner bildet. Oligoklas kommt auch, obgleich in spärlicherer Menge vor und ist wie gewöhnlich älter als der Kalifeldspat. Zwischen diesen Gemengteilen tritt Quarz in reichlicher Menge auf, und ist auch hier meistens in eine Menge verschiedener Körner zerteilt. Rundliche Körner von Quarz treten auch oft in den Feldspaten auf, eine frühere Generation bildend, und sind auch gelegentlich mit dem Mikroklin poikilitisch verwachsen.

Diese Verwachsungen zeigen keine Übergänge zu den »myrmekitischen» Verwachsungen, die man oft in demselben Dünnschliff beobachten kann, sondern diese sind offenbar viel später und unabhängig von den ersteren entstanden.

Biotit kommt hier überhaupt spärlich in idiomorphen Krystallen vor. Muscovit ist nicht selten vorhanden.

Diese Granite unterliegen denselben Veränderungen wie die schon beschriebenen Varietäten.

Wie es häufig in solchen bleichfarbigen und biotitarmen Graniten geschieht, findet man auch hier Mineralien, deren Bildung auf pneumatolytische Processe bezogen werden kann. So ist besonders Tur-

malin nicht selten vorhanden. In einem Eisenbahneinschnitt im S.W. von Orihvesi war das Gestein an den beiden Seiten einer c. 5 mm breiten Turmalinader gebleicht worden, so dass die Farbe schneeweiss geworden war. Mikroskopisch findet man, dass dieser schneeweisse Teil, welcher ganz dasselbe Korn wie das übrige Gestein besitzt und gegen dieses keine bestimmte Grenze zeigt, fast nur aus Quarz besteht, in welchem man stellenweise äusserst zahlreiche Interpositionen einer violetten Flüssigkeit erkennt.

Von den verschiedenen Varietäten dieser Granite dürften überhaupt die porphyrartigen die relativ älteren sein, da man in ihnen Gänge von gleichkörnigen Varietäten findet, während das umgekehrte Verhältniss nicht beobachtet wurde. Die helleren, kleinkörnigen Varietäten dürften oft die jüngsten von den in grösseren Massen vorkommenden Granitvarietäten sein.

Beziehungen zu den Schiefern.

Die genetische Verbindung der verschiedenen Varietäten in diesem Granitgebiete zeigt sich am deutlichsten durch ihr gemeinsames Verhalten zu den Schiefern, welche sie überall an den Grenzen in der Art eines jüngeren Eruptivgesteins in zahlreichen Gängen durchsetzen und von welchen sie überall eine Unmasse Einschlüsse führen. Da diese Contactverhältnisse von grossem theoretischen Interesse sind, werden wir sie hier etwas eingehender erörtern.

Endogene Contactzonen im Granit an der Grenze des Tammerforsgebietes.

An mehreren Stellen zeigt der Granit selbst am Contact eine veränderte Beschaffenheit. So findet man z. B. im nördlichsten Teil von Birkkala im Süden von der westlichsten Spitze des Schiefergebietes von Tammerfors, dass der Granit auf einer Entfernung von einigen hundert Metern von dem Contacte porphyrisch ausgebildet ist, indem er 3—4 mm grosse, dicht an einander liegende Einsprenglinge von Orthoklas enthält, welche meistens neugebildete Körner und Schuppen von Epidot, Zoisit, Biotit, Muscovit etc. reichlich enthalten. Neben ihnen kommen linsenförmige Ansammlungen von kleinen Biotitblättchen vor, die vielleicht aus zerstörten Einsprenglingen von diesem Mineral herrühren. Auch die reichlich vorhandenen Quarzkörner bilden oft ähnliche Ansammlungen, deren Formen jedoch nicht mit einiger Wahrscheinlichkeit auf umgewandelte Einsprenglinge schliessen lassen.

Die zwischen diesen Gemengteilen liegende Grundmasse besteht hauptsächlich aus gerundeten Quarz- und Feldspatkörnern, zu welchen Biotit und Hornblende in wechselnder Menge treten. Durch die Parallelanordnung dieser Gemengteile wird die Schieferigkeit des Gesteins bedingt.

Ein ähnliches Gestein findet man auch an der Westseite desselben Schiefergebietes, wo der Granit im Süden von Lavajärvi mit dioritähnlichen Porphyritoiden in Berührung tritt.

Die Grundmasse dieser Gesteine wird oft ziemlich feinkörnig und da ihre Gemengteile offenbar sekundärer Entstehung sind, liegt die Möglichkeit vor, dass sie sich z. T. aus einer ursprünglich glasigen Masse entwickelt haben.

Am schönsten sind diese endogenen Contacterscheinungen im Granit an der Nordgrenze des grossen Schiefergebietes östlich von Näsijärvi entwickelt. Hier findet man an der Südseite der Seen Aitiajärvi und Pukalajärvi eine höchstens einen Kilometer breite Zone, in welcher der Granit dem blossen Auge eine deutlich entwickelte quarzporphyrische Beschaffenheit zeigt, indem man in ihm 0,5—3 mm grosse, meistens rundliche Quarzkörner und 1—3 mm grosse Feldspateinsprenglinge erkennt, die von einer feinkörnigen, rötlichen Masse umgeben werden.

Unter dem Mikroskop kann man die gut idiomorphe Begrenzung der Feldspateinsprenglinge, welche z. T. aus Orthoklas, z. T. aus Oligoklas bestehen, deutlich erkennen (siehe die Figg. 65—66). Die Quarze zeigen auch zuweilen eine Begrenzung, welche an die Gestalt idiomorpher Quarzeinsprenglinge erinnert. Öfter sind sie jedoch rundlich begrenzt und in den beiden Fällen bestehen sie nicht aus einheitlichen Individuen, sondern aus einer Menge ganz verschieden orientirter Felder mit rundlichen Konturen. Dieses kann aber nicht als ein Beweis gegen ihre Natur echter Einsprenglinge angesehen werden, denn ein solcher Zerfall der Quarzeinsprenglinge in verschiedene Felder ist ja schon früher sicher constatirt worden, u. a. von mir in einem ähnlichen, aber schwächer metamorphosirten Quarzporphyr.[1] In diesem Quarzporphyr, welcher als ein das grosse centrale Granitgebiet durchsetzender Gang in Karvia (im N.W. von Tammerfors) vorkommt, finden sich nämlich in den am schwächsten metamorphosirten Varietäten noch sehr schön erhaltene Quarzeinsprenglinge mit Resorptionseinstülpungen und guter

---

[1] Über einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr etc. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 2.

Krystallbegrenzung. Bei einer allmälich fortschreitenden Metamorphose werden sie zuerst in eine Unzahl verschiedener Felder zerdrückt und zerfallen zuletzt in mehrere verschieden orientirte Felder, ganz wie in dem viel älteren Gestein von Orivesi (Vergl. die Figg. 7—9 in meinem Aufsatze über das Karviagestein).

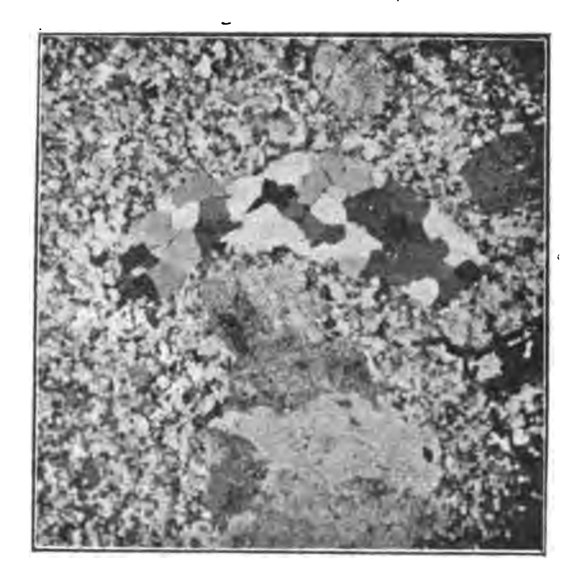


Fig. 65.
Gebogener Quarzeinsprengling in einem stark metamorphosirten Quarzporphyr von Pukalajärvi in Orivesi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Ähnlichen Erscheinungen begegneten wir auch in den eben beschriebenen Graniten und sie dürften überhaupt zu den gewöhnlichsten und bedeutsamsten Vorgängen bei den regionalmetamorphen Umwandlungen der granitischen Gesteine gehören. Wenn sich auch die Gesteine bei diesem Zerfalle der Quarzkörner in eine Menge kleinerer Körner *stofflich* nicht verändern, so wird doch die primäre Struktur hierdurch oft stark beeinträchtigt.

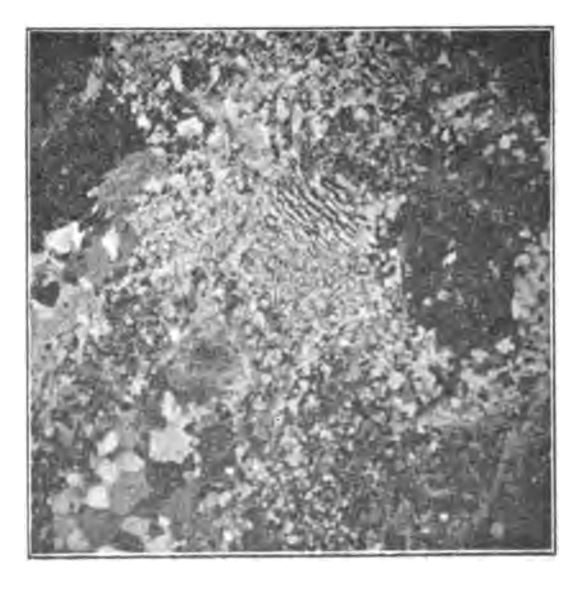


Fig. 66.
Metamorphosirter Quarzporphyr mit mikropegmatitischer Grundmasse. S. vom Pukalajärvi in Orivesi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Auch andere Erscheinungen, welche sich in dem schwächer metamorphosirten Gestein von Karvia studiren lassen, kehren hier wieder. So findet man in dem Gestein,

welches in Fig. 65 abgebildet ist, dass ein idiomorpher Quarzkrystall sich um die Ecke eines Feldspateinsprenglinges gebogen hat, wie dieses in gepressten Quarzporphyren häufig geschieht.

Neben diesen Einsprenglingen beobachtet man *Biotit* als vereinzelte lang ausgezogene Flaserchen, welche auch oft gebogen sind.

Die *Grundmasse* in dem Gestein von der Grenzzone von Orihvesi zeigt in einzelnen Varietäten eine noch deutlich erhaltene *mikropegmatitische* Struktur (siehe Fig. 66) über deren Echtheit man besonders bei einem Vergleich mit dem mehrmals genannten Karviagestein nicht im Zweifel bleiben kann. In mehreren Varietäten ist diese Struktur jedoch durch mechanische Zerdrückung und stattgefundene Neubildung von Quarz- und Feldspatkörnern stark beeinträchtigt worden, und endlich zeigen auch einige Varietäten derselben Grenzzone eine *mikrogranitische* Struktur. (Fig. 65). Die Grundmasse besteht dann aus kleinen gerundeten Quarz- und Orthoklaskörnern. Ob sie primär sind oder bei Entglasungs- und anderen Umwandlungsprocessen entstanden, kann man jetzt nicht mehr entscheiden.

Das Vorhandensein dieser quarzporphyrischen Grenzenfacies ist deswegen von überaus grossem Interesse, weil es beweist, dass die sedimentären Schieferformationen hier auf das naheliegende Magma eine *abkühlende Einwirkung* auszuüben vermochten. Diese Sedimentformationen lagen somit zur Zeit des Hervordringens des Granits noch so nahe an der Oberfläche der Erdkruste, dass ihre Temperatur bei weitem nicht diejenige des schmelzflüssigen Granitmagmas erreichte, ein Umstand, der für die Beurteilung der hier stattgefundenen metamorphen Processe von Bedeutung ist.

Durch Contacteinwirkung veränderte Schiefer von Orivesi und Längelmäki. („Schiefer von Västilä").

Im Süden und im Osten von den Stellen, wo diese quarzporphyrische Grenzfacies im Granit vorkommt, findet man nun ein sehr räthselhaftes Gestein, welches seinem makroskopischen Aussehen nach oft diesem metamorphosirten Quarzporphyr ähnelt, das aber sich durch seinen mikroskopischen Bestand und sein geologisches Auftreten mehr den Schiefern nähert.

Diese Schiefer sind besonders im Kirchspiel Längelmäki zu beiden Seiten des Dorfes *Västilä* entwickelt, wo sie von Wiik zuerst angetroffen wurden, und können daher als *Schiefer von Västilä* bezeichnet

werden. Sie bilden hier eine 2 km breite nnd c. 10 km lange Zone, (vergl. die Karte).

Es ist ein mittelkörniges, meistens rötliches Gestein, welches man auch seinem Habitus nach zweckmässig als einen *Felsitschiefer* bezeichnen kann. Er ist reich an Feldspat, welcher zum Teil kleine porphyroidische Krystalle bildet, und zeigt eine deutliche Schieferigkeit, aber keine eigentliche Schichtung. Zusammen mit ihm kommen aber auch Einlagerungen von einem feinkörnigen Glimmerschiefer vor, die oft wie Flammen aussehen. Anderseits ist aber auch ein Gestein, welches makroskopisch sehr an einen etwas gneissartigen Granit erinnert und vielleicht als ein solcher gedeutet werden muss, mit dem Felsitschiefer nahe verbunden und scheint von diesem nicht getrennt werden zu können. Solche granitische Partien findet man z. B. in dem grossen Felsen, welcher im N.O. von Västilä liegt, und ein ähnliches Gestein kommt auch stellenweise in dem phyllitischen Schiefer des südlichsten Längelmäki vor.

Gegen Süden hin geht nun dieser Felsitschiefer unzweifelhaft in den typischen *Phylliten* über und wechselt mit diesem in der Weise ab, dass er linsenartige Partien im Phyllit bildet, wobei das »flammige» Gestein an einen Conglomeratschiefer schwach erinnern kann. Am Ufer des Längelmävesi-Sees steht der Felsitschiefer wieder in ganz unzweifelhafter Verbindung mit echten *Leptiten*, welche eine sehr schöne, unzweifelhaft primäre Wechsellagerung mit haarfeinen phyllitischen Schichten erkennen lassen. Hier findet man sogar ein ganz unzweifelhaftes, obgleich nicht besonders typisches Conglomerat mit mannigfaltigen Geröllen als Einlagerung in diesem Leptit, was schon früher (S. 24) erwähnt wurde.

Im Norden von dieser Stelle findet man nun wieder Felsitschiefer, und in demselben an einigen Stellen Partien eines feinkörnigen, schwärzlichgrünen Hornblendeschiefers, welche trotz der schieferartigen Beschaffenheit des Gesteins oft mehr an Gänge oder schlierenartige Aussonderungen von einem basischen Eruptivgestein, als an Einlagerungen eines sedimentären Schiefers erinnern. Dasselbe sehr rätselhafte, wegen seiner dunklen Farbe sich von dem umgebenden hellrötlichen Felsitschiefer scharf abhebende Gestein findet man auch in Orivesi in der Gegend S. von Aitiajärvi.

Auf den Inseln im Längelmävesi kann man den *Contact* zwischen diesem Felsitschiefer und dem in Norden davon anstehenden *Granit* beobachten, und findet hier auf einer Entfernung von nur einem Meter von einander einerseits typischen Granit, anderseits typi-

schen »Felsitschiefer». Hier scheint somit eine ganz *scharfe Grenze* zwischen diesen Gesteinen vorzukommen.

Folgt man nun dieser Contactlinie weiter gegen Osten, so findet man Anfangs noch eine recht bestimmte Grenze. In der Gegend des Dorfes *Winkiä*, wo man in einer Menge gut entblösster, von Waldbränden verheerter Felsen das Gestein in ausgezeichneter Weise beobachten kann, *konnte ich aber trotz wiederholtem, eifrigem Suchen keine Grenze zwischen dem Granit und dem Felsitschiefer auffinden.* Überall gingen beide Gesteine längs der 2 Kilometer zu verfolgenden Contactlinie allmälich in einander über.

Ebenso findet man im Süden von dem Saum von metamorphosirtem Quarzporphyr in Orivesi an vielen Stellen Gesteine, welche sich einerseits ihrem äusseren Habitus nach diesem anschliessen, anderseits aber gegen Süden ohne bestimmte Grenze in die Schiefer übergehen und zweifellos mit diesen genetisch verbunden sind.

Die Verhältnisse sind somit voll Wiedersprüche und es ist mir sehr schwer gewesen, eine bestimmte Ansicht über sie zu bilden. Im allgemeinen schliesst sich jedoch das betreffende Gestein näher an die echten Schiefer als an den Graniten und ich kann mich deswegen nicht vollständig der Ansicht anschliessen, welche von Wiik gehegt wird [1], nach welcher dieses Gestein wie dasjenige von Orivesi eine porphyrische Modification des Granites wäre. Meine jetzige Ansicht steht jedoch dieser recht nahe.

Da dieser Felsitschiefer den bei Näsijärvi als Gerölle und in Gangform vorkommenden metamorphosirten Andesiten makroskopisch täuschend ähnlich wird, habe ich ihn früher mit Reservation als einen zu diesem gehörigen Tuff gedeutet, wollte aber nicht die Möglichkeit völlig ausschliessen, dass hier ein durch Contacteinwirkung irgend welcher Art metamorphosirter Schiefer vorkommen könnte.

Seitdem ich nun das eingesammelte Material eingehender petrologisch untersucht habe, neige ich der letzteren Auffassung entschiedener zu. Mikroskopisch findet man nämlich, dass die Ähnlichkeit mit den Andesiten nur eine äussere war. Dagegen scheint die genetische Verbindung mit dem Leptit sich auch bei der mikroskopischen Untersuchung zu bestätigen.

So findet man z. B. gleich im S.W. von Västilä ein Gestein, welches noch mit dem typischen Leptit von Iso Löytänejärvi grosse Ähnlichkeit zeigt. Es kommen aber in ihm ausser den kleinen Körnern

[1] Om skifferformationen i Tavastehus län. F. Vet.-Soc. Bidrag, h. 26. 1872. S. 5.

von Feldspat und Quarz, aus welchen dieser zusammengesetzt ist, auch etwas grössere, unregelmässig begrenzte Mikroklinkörner vor, welche oft eine Menge kleinerer Mineralkörner umschliessen und von denen recht wahrscheinlich einige sekundärer Entstehung sind. In den Gesteinen anderer Localitäten, z. B. von Aatuntalo im Dorfe Attila, sind diese Krystalle etwas besser ausgebildet, aber fortwährend ziemlich unregelmässig begrenzt, so dass ihre Durchschnitte Dreiecke, Pentagonen oder Trapezoëdern bilden. Zwillingsbildungen sind sehr häufig. Die Substanz der Krystalle ist klar und durchsichtig und hat ganz die Beschaffenheit, welche den in anderen Gesteinen der Gegend als Neubildung auftretenden Mikroklin mit schöner Gitterstruktur zu charakterisiren pflegt. Biotit kommt in diesen Gesteinen in spärlicher Menge vor.

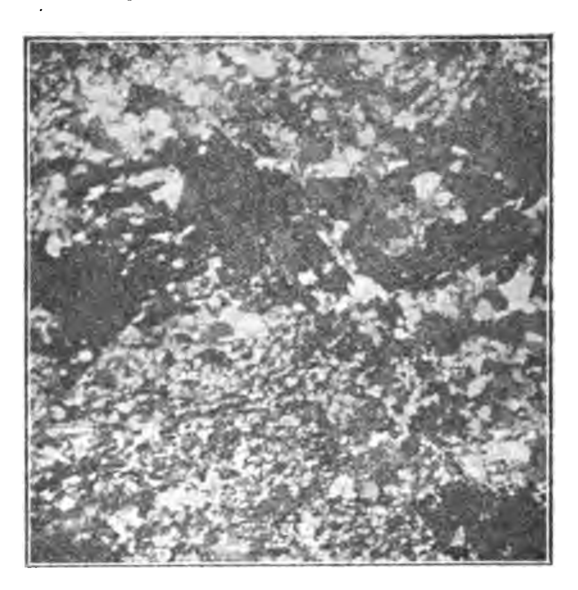


Fig. 67.
Felsitschiefer vom Ufer des Längelmävesi, W. von Västilä mit einem skeletförmigen Hornblendekrystall (schwarz auf der Figur). Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Allmälich werden nun diese Gesteine etwas grobkörniger, und auch die einsprenglingsartig auftretenden Feldspate nehmen an Grösse zu. An Stelle des Mikroklins stellen sich auch *Oligoklaskrystalle* ein, welche wohl auch hier sekundärer Herkunft sein dürften. Sie werden wieder gelegentlich zu Häufchen von trümmerähnlichen kleineren Körnern verwandelt.

Sicher sekundär ist die grüne *Hornblende*, welche in den meisten Varietäten neben Biotit relativ reichlich vorkommt. Sie bildet lange Säulen, welche sich oft quer gegen die Schieferung des Gesteins erstrecken, eine ganze Menge der anderen Gemengteile einschliessend. (Siehe Fig. 67). Noch späterer Bildung sind die kleinen *Magnetitkrystalle*, die hier häufig vorkommen, denn in dieselben können die Ecken der Hornblendekrystalle oft hineinragen.

Die Struktur des Gesteins ist eine typische Schieferstruktur, welche oft mit derjenigen der S. 81 beschriebenen, stark metamorphosirten Porphyritoide grosse Verwandschaft zeigt (vergl. Fig. 68).

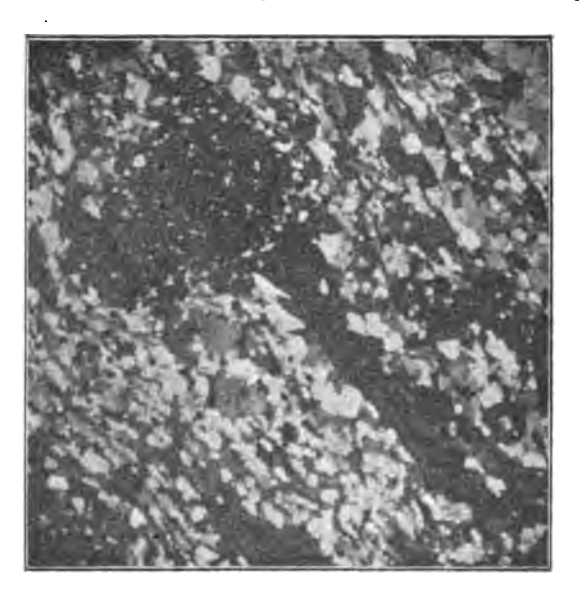


Fig. 68.
Stark metamorphosirter Schiefer von Neulojärvi, O. von Vinkiä in Kuhmois. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In derselben Gegend sowie an anderen Stellen in der Nähe des Contactes gegen den Granit kommen andere Schiefergesteine von porphyritoidischem Charakter vor, welche sehr wahrscheinlich auch eine Contacteinwirkung erlitten haben. Man findet sie z. B. in einem Felsen W. von Winkiä in Längelmäki, und bei Aitiajärvi W. von der Kirche Orivesi, wo sie ein von Granit umgebenes Gebiet von einer Länge von 1 Kilometer bilden.

Das Gestein ist makroskopisch gewissen umgewandelten Tuffen der Näsijärvigegend sehr ähnlich, indem es porphyrartig hervortretende Plagioklaskrystalle in einer dunklen, feinkörnigen Masse zeigt. Diese Krystalle sind aber grösser als in den echten Tuffen, in dem sie 3—4 mm im Durchschnitt messen, vorwiegend kurzsäulenförmig sind und meistens keine gute Krystallbegrenzung zeigen.

Mikroskopisch erkennt man, dass sie nicht aus dem aus regelmässig verlaufenden, breiten Zwillingslamellen aufgebauten Andesin, dem wir in allen den umgewandelten Tuffen begegneteten, sondern aus einem Andesin bestehen, welcher unregelmässig verlaufende, z. T. sehr schmale, oft auskeilende und sich kreuzende Zwillingslamellen zeigt. Dieser Feldspat zeigt oft einen sehr ausgeprägten *zonaren Bau,* wobei die Verteilung der einzelnen Zonen oft eine solche ist, dass daraus ersichtlich wird, dass der Zuwachs des Krystalles in sehr unregelmässiger Weise geschah, wobei zu keinem Zeitpunkt eine deutliche Krystallform vorhanden war. Die innersten Zonen liegen nicht genau im

Centrum der Krystalle, und oft hört der zonare Bau an der Grenze gegen eine Zwillingslamelle auf.

Die Beschaffenheit dieses Feldspates erinnert überhaupt vielmehr an denjenigen, welcher in den später zu beschreibenden, stark umgewandelten Schiefereinschlüssen, die in dem grossen Granitgebiet vorkommen, häufig ist, wie an den primären Plagioklas der metamorphosirten Tuffe.

Die ihn umgebende Grundmasse, welche hauptsächlich aus Plagioklas, Biotit und Hornblende zusammengesetzt wird, ist noch mehr krystallin als in den echten Porphyritoiden und zeigt keine beweislich allotigenen Gemengteile.

Überhaupt lässt sich für keine Mineralien in diesem Gestein der Beweis einer primären Herkunft geben, sondern es muss in den meisten Fällen unentschieden gelassen werden, wann und in welcher Weise sie entstanden sind. Da aber doch die Beschaffenheit an diejenige der echten Porphyritoide recht stark erinnert, halte ich es für recht wahrscheinlich, dass auch dieses Gestein ein Tuff ist, welcher durch starke Neubildung und Vergrösserung der porphyrischen Feldspate verändert worden ist.

Die zuletzt beschriebenen Gesteine gehören überhaupt nicht zu denjenigen, die bei dem jetzigen Stadium unsererer Kentnisse auf die hier behandelten Fragen Licht werfen können. Sie sind Schriftzeichen, deren vollständige Dechiffrirung der Zukunft vorbehalten bleibt.

Mischungszonen an dem Contacte zwischen Granit und Porphyritoid. „Digestionsmetamorphosirte" Einschlüsse.

Von grossem Interesse sind die Beziehungen zwischen den Graniten und den hornblendereichen Porphyritoiden. Fast überall wo diese mit einander in Berührung kommen, sind sie an der Grenze innig verschmolzen, in dem der Granit zum Teil das basische Material des Schiefers sich einverleibt hat, während dieser wieder in ein dioritähnliches Gestein umgewandelt worden ist.

Besonders gut kann man dies Verhältnis an der Nordgrenze des Schiefergebietes von *Kankaanpää* und zwar vor allem in der Gegend W. von Korkeakoski beobachten. Der hier im Norden von dem Schiefergebiet anstehende rote Granit enthält sehr zahlreiche scharf begrenzte Einschlüsse von dem grünlichschwarzen Schiefer, der oft einen fast massigen Charakter angenommen hat. Näher an der Grenze wird das Gestein grau und nimmt allmälich die Beschaffenheit einer

Eruptivbreccie an, welche aus überaus zahlreichen von einer granitischen Masse verkitteten Einschlüssen aus einem dunklen, dioritähnlichen Gestein gebildet wird. Einige der Einschlüsse zeigen noch eine ähnliche Beschaffenheit wie der Porphyritoid, welcher im Süden ansteht und der ja auch dort oft fast massig ist (vergl. S. 73). Die meisten sind aber mehr oder weniger stark umgewandelt und mit Granit vermischt worden. Bald sind die in und zwischen den Einschlüssen vorkommenden Granitadern ganz scharf begrenzt, und können dann die Beschaffenheit eines typischen Hornblendegranites zeigen, bald verfliessen beide Gesteine an den Grenzen ganz allmälich in einander, wobei dioritähnliche Gesteine von sehr mannigfaltiger Beschaffenheit entstehen. Gelegentlich beobachtet man, dass von granitischen oder dioritischen Adern durchsetzte Einschlüsse ganz scharfeckig begrenzt sind, wobei die Adern von den Grenzen quer unterbrochen werden (Fig. 69), ein deutlicher Beweis dafür, dass die Erstarrung des Magmas in mehreren Zeiträumen vorsichging.

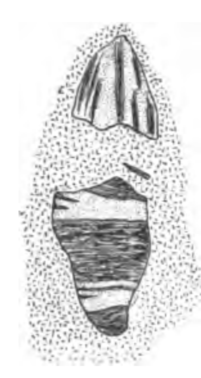


Fig. 69. Einschlüsse in der Eruptivbreccie von Korkeakoski in Kankaanpää, welche von Granitadern durchsetzt und dann von neuem zerbrochen worden sind. Etwa 1/5 der nat. Gr.

Dieses wird auch dadurch bewiesen, dass die aderartig auftretenden Teile einander zuweilen durchqueren. An einigen Stellen sind die Einschlüsse in so zahlreiche Stücke zerbrochen worden, dass der Granit wie von Staub erfüllt ist. Die Hornblende zeigt sowohl in den Adern wie in den Einschlüssen vorwiegend eine langstenglige Beschaffenheit.

Bei dem mikroskopischen Studium dieses breccienartigen Gesteines erkennt man, dass auch in denjenigen Einschlüssen, welche dem blossen Auge am meisten Ähnlichkeit mit dem Porphyritoid zeigen, keine der primären Mineralien länger unverändert erhalten ist. Das Gestein besteht in diesen Teilen jetzt aus kurzleistchenförmigen Oligoklasen und unregelmässig gestalteten Stengelchen von grüner Hornblende und Schuppen von Biotit, welche den Plagioklas durchwachsen (Fig. 70 oben). Kleine Magnetitkrystalle liegen in der Masse verstreut.

In den granitischen oder dioritischen Adern (Fig. 70 unten) sind die Gemengteile besser von einander getrennt. Die grüne Hornblende bildet dicke, kompakte Säulen, welche nur eine annähernde Krystallbegrenzung zeigen. Sie scheinen überhaupt sich früher wie der Oligoklas krystallisirt zu haben, der in dicken Tafeln reichlich vorhanden ist, welche eine gute idiomorphe Begrenzung zeigen, während dagegen der

Quarz als in mehrere Felder zerteilt mit völlig allotriomorpher Aussenbegrenzung zwischen den übrigen Gemengteilen vorkommt. Zusammen mit der Hornblende kommt auch Biotit vor. An der Grenze gegen die Einschlüsse enthalten die Hornblendekrystalle oft eine Menge kleiner Plagioklase, welche somit hier früher krystallisirt waren wie die dunklen Mineralien der Adern, welche sonst wie es scheint die zuerst ausgeschiedenen Gemengteile dieser Partien bilden.

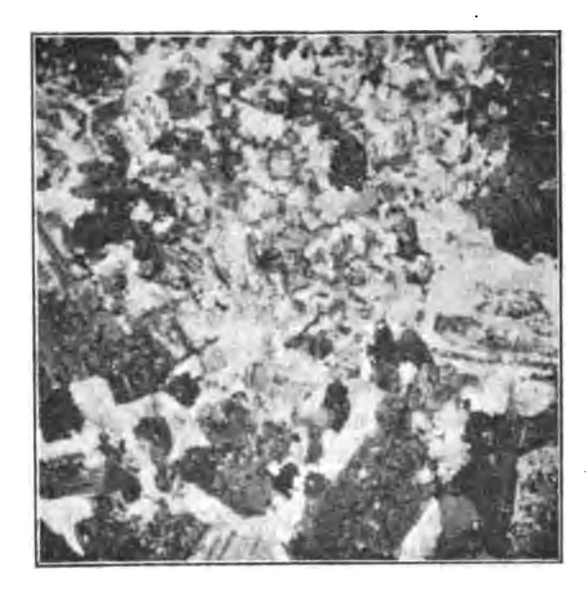


Fig. 70.
Eruptivbreccie von Korkeakoski in Kankaanpää. Oben eine Partie des einschlussartig auftretenden Gesteines, unten das Gestein der Adern. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Überhaupt zeigt das Gestein der Adern eine unverkennbare Eruptivstruktur mit bestimmter Krystallisationsreihenfolge unter den verschiedenen Mineralien. Dagegen erinnert die Struktur der Einschlüsse, welche von dem Durcheinanderwachsen der Gemengteile charakterisirt wird, mehr an gewisse contactmetamorphosirte Gesteine. Verwandte Strukturen findet man z. B. in den von Lacroix beschriebenen und abgebildeten Einschlüssen der Effusivgesteine sowie, unter den finländischen Gesteinen, in den von Frosterus untersuchten Einschlüssen der Rapakivigesteine. Nur nähert sich in dem hier betreffenden Falle die Struktur zugleich etwas derjenigen eines regionalmetamorphosirten Schiefers. Auch in denjenigen stärker metamorphosirten Porphyritoiden, welche wir früher kennen gelernt haben, fanden wir Erscheinungen, welche eine beginnende »Zerschmelzung» der Mineralien und gleichzeitige Neubildung von Gemengteilen, deren Beschaffenheit an die Mineralien eines Eruptivgesteins erinnern, anzudeuten scheinen.

Gegen Süden hin geht diese Eruptivbreccie in den hier anstehenden Porphyritoid allmälich über, indem die Adern allmälich spärlicher werden und zuletzt verschwinden. Die Verhältnisse lassen überhaupt an Deutlichkeit nichts zu wünschen übrig. Es kann kein Zwei-

fel darüber obwalten, dass der Porphyritoid an der Grenze stark zerspaltet und zum Teil mit Granitmagma innig vermischt wurde.

Ein ähnliches breccienartiges Gemisch von Granit und dicht an einander liegenden, mehr oder weniger stark veränderten Einschlüssen von hornblendereichem Schiefer findet man im Süden von Lavajärvi, an der Westgrenze des Schiefergebietes von Tammerfors.

In dem kleinen Granitgebiet, welches N. von Runsas bei Näsijärvi näher an der Nordgrenze desselben Granitgebietes vorkommt, findet man auch solche übergangsähnliche Beziehungen zwischen Granit und Porphyritoid. Jener wird dioritisch in der Nähe der Grenze und der Porphyritoid enthält in der Nähe des Contactes zahlreiche porphyrartig hervortretende Krystalle von Plagioklas (Oligoklas), welche nicht mit den in den Porphyritoiden sonst häufig vorkommenden primären Andesinkrystallen übereinstimmen.

Auch an der Nordgrenze desselben Schiefergebietes, im N.W. von der zuletzt, genannten Stelle, kann man häufig beobachten dass die Granitgänge, wo sie die hornblendereichen Schiefer durchsetzen, langstenglige Krystalle von schwarzer Hornblende in reichlicher Menge enthalten.

An der Ostseite des Näsijärvi findet man wieder ähnliche Verhältnisse. Im Norden vom Busen Paarlahti (Viitapohja) findet man an der Contactlinie zwischen den Schiefern und dem Granit, dass der hier anstehende Porphyritoid zahlreiche Granitadern enthält, und hier die Beschaffenheit eines anscheinend ganz massigen, dioritähnlichen Gesteins erhalten hat.

Auch an der Nordgrenze des Granitgebietes, welches im Süden von Paarlahti vorkommt, findet man an mehreren Stellen, z. B. im Felsen, welcher N.O. von Yli-Piirilä liegt, ähnliche Eruptivbreccien.

Überhaupt trifft man *in der Regel* an den Contactstellen zwischen dem Granit und den Porphyritoiden solche Mischungszonen an. Nur an vereinzelten Stellen, und zwar besonders an dem letzterwähnten Granitgebiet, wurden Contacte beobachtet, an welchen die Grenze fast haarscharf war, und nur äussert schmale Adern von Granit in dem Schiefer vorkamen.

Denselben Erscheinungen begegnet man auch bei den im Granit massenhaft vorkommenden Einschlüssen von hornblendereichem Porphyritoid. Der Granit ist nur selten ganz frei von derartigen Einschlüssen, und gelegentlich kommen sie, besonders in den Kirchspielen Ruovesi und Keuru, in solcher Menge vor, dass das ganze Gestein wie ein Breccie aussieht.

Überall findet man nun Übergänge von einem solchen Gestein, in welchem die dunkleren Teile noch aus deutlich erkennbarem schieferigem Porphyritoid bestehen, zu solchen, in welchen die dunklen Einschlüsse eine dioritische Beschaffenheit angenommen haben. Gelegentlich beobachtet man auch grössere Partien eines von Granitadern durchsetzten Hornblendeschiefers, welche so gross sind, dass sie ganze Felsen bilden, und *man kann auch an mehreren Stellen in den im Granit vorkommenden Einschlüssen eine Conglomeratstruktur noch deutlich erkennen,* der deutlichste Beweis dafür, dass die Einschlüsse wirklich aus sedimentärem Schiefer bestehen.

Sehr oft nehmen nun die Einschlüsse eine so stark veränderte Beschaffenheit an, dass man nicht glauben könnte, durch »Digestionsmetamorphose» umgewandelte Schiefereinschlüsse vor sich zu haben, wenn man nicht an anderen Stellen die Umwandlung so zu sagen »in flagranti» ergreifen könnte. So findet man z. B. im Norden von Teiskola-Hof in Teisko östlich von der Landstrasse bei einer Bauernhütte mehrere Felsen, die aus einem Gestein bestehen, das aus verschiedenartigen Dioritvarietäten, die in buntem Gemisch durch einander liegen, zusammengesetzt wird. Einige Teile sind grobkörnig und enthalten lange Säulen von grünschwarzer Hornblende in einer hellfarbigen, feldspatreichen Masse, andere ähneln einem mittelkörnigen Diorit, während wieder andere dem S. 127 beschriebenen und abgebildeten, als Einschlüsse in dem Granit von Kankaanpää vorkommenden, umgewandelten Porphyritoid ganz ähnlich sind.

Ebensolche, aber hier gleichförmiger ausgebildete Gesteine findet man auch im Kirchspiel Parkano, im Norden von Kyrösjärvi, wo oft ganze Felsen aus einem solchen dioritähnlichen mittelkörnigen Gestein zusammengesetzt sind. Sie sind dem in Fig. 70, oben, abgebildeten Gestein sehr ähnlich, d. h. sie bestehen aus kurzen Leistchen von Oligoklas, Stengeln von grüner Hornblende und Biotitpartien, zwischen welchen Gemengteilen keine ganz regelmässige Krystallisationsreihenfolge besteht, obgleich der Oligoklas eine idiomorphe Begrenzung anzunehmen strebt.

Endlich werden im Norden von der Gegend, welche die Karte der Schiefergebiete umfasst, in Wirdois und Pihlajavesi häufig Gesteine angetroffen, welche den zuletzt beschriebenen sehr ähnlich sind, die aber z. T. noch basischer wie diese sind, in dem sie Olivin in nicht unbedeutender Menge enthalten. Fig. 71 giebt die Struktur und Zusammensetzung dieser Gesteine wieder, die makroskopisch wie sehr hornblendereiche Diorite oder Hornblendesteine aussehen. Wie daraus er-

sichtlich, wird der Olivin in Form kleiner Krystalle von dem (hellvioletten) Pyroxen und der (lichtgrünen, z. T. braunen) Hornblende eingeschlossen, welche Gemengteile gegen den spärlich vorhandenen Oligoklas gut idiomorph begrenzt sind. Die farbigen Gemengteile schliessen oft Apatitnadeln in relativ beträchtlicher Menge ein. In anderen Varietäten dieser Gesteine ist ein brauner Biotit reichlich vorhanden. Oft ist auch die Struktur weniger regelmässig wie in dem in Fig. 71 abgebildeten Gestein, in dem die Gemengteile ohne strenge Gesetzmässigkeit verwachsen sind. Besonders der Biotit ist oft, wo er in grösserer Menge vorkommt, mit den anderen Gemengteilen derart pseudopoikilitisch verwachsen.

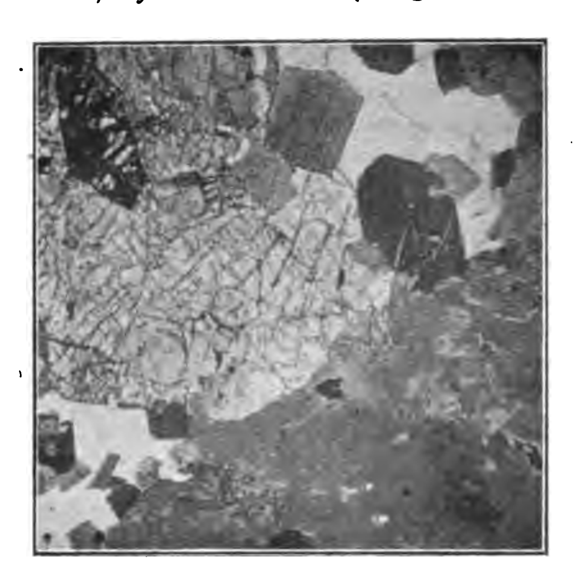


Fig. 71.
Basisches Gestein von Mantilo in Wirdois. Links oben Olivin. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In vielen Fällen zeigen aber diese Gesteine noch viel deutlicher als die früher beschriebenen »Diorite» die Beschaffenheit eines echten Magmagesteins mit regelmässiger Krystallisationsreihenfolge der Mineralien. Und dennoch giebt es gute Gründe für die Annahme, dass auch diese Gesteine durch die Umwandlung der grossen, von dem Granitmagma lange »digerirten» Einschlüsse von Porphyritoiden entstanden sind. In chemischer Beziehung giebt es kein Bedenken gegen eine solche Annahme, da die hornblendereichen Porphyritoide oft noch basischer sind, als diese Gesteine. Ihr geologisches Auftreten und ihre Struktur ist ganz dieselbe wie diejenige der früher beschriebenen, erweislich durch die »digestionsmetamorphe» Umwandlung von Porphyritoideinschlüssen entstandenen Gesteine. Sehr oft findet man auch in dieser Gegend breccienartige Gesteine, in denen die Beschaffenheit der von einer granitischen oder dioritischen Masse verkitteten Einschlüsse sehr mannichfaltig ist. Vergl. Fig. 72. Nicht selten sind die Einschlüsse mehr oder weniger abgerundet worden und können auch gelegentlich

eine Andeutung eines zonaren Aufbaues zeigen. Dann wird das Gestein gewissen Kugelgraniten nicht unähnlich. In der That dürfte es auch



Fig. 72.
Eruptivbreccie von Jäähdyslahti in Wirdois. Etwa $^1/_5$ der nat. Gr.

eine verwandte Erscheinung sein, denn wie Frosterus[1] für den Kugelgranit von Kangasniemi dargethan und v. Chrustschoff schon früher angenommen hat, dürfte die erste Bedingung für die Entstehung der Kugelgranite eben die Bildung nahe an einander liegender Einschlüsse irgend welcher Art gewesen sein, welche als Ansatzpunkte für die später sich ausscheidenden Mineralien dienen konnten. Wie man auch für die Kugelgranite anzunehmen gezwungen ist, dürfte in solchen Gemischen von mehr oder weniger stark digerirten Einschlüssen und granitischem Magma die Diffusion des wahrscheinlich schon zähflüssigen Magmas sehr langsam stattgefunden haben, was die oft recht scharfe Umgrenzung der digerirten Einschlüsse erklärt.

Im S.O. von den Stellen, wo die zuletzt beschriebenen basischen Gesteine auftreten, findet man auch einschlussartig im Granit grosse

[1] B. Frosterus, Ueber einen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland. Bull. de la Commiss. géol. de la Finlande N:o 4. S. 25 ff.

Massen von hornblendereichem Schiefer, in welchem die Struktur noch deutlich zu erkennen ist, der aber von zahlreichen, schmalen Adern von Granit durchschwärmt wird, die oft ein förmliches Netzwerk bilden.

Die eben geschilderten Verhältnisse dürften manchem Geologen, dessen Erfahrung sie bisjetzt fremd geblieben sind, als wenig wahrscheinlich vorkommen, und die Annahme einer gewissermaassen contactmetamorphen Umwandlung in solchem Maassstabe wird ihm vielleicht gewagt vorkommen. Ich meine nun eine genügend detaillirte Schilderung gegeben zu haben um darzuthun, dass die *Thatsachen* unzweifelhaft da sind und einer Erklärung bedürfen. Die *Einzelheiten* bei denjenigen Processen, welche bei der Umwandlung von im granitischen Magma lange digerirten Einschlüssen thätig sind, lassen sich hier überhaupt nicht so gut verfolgen wie in gewissen anderen Graniten Finlands, besonders in den Rapakivigesteinen, wo mein College Frosterus sie seit mehreren Jahren eingehend studirt hat. Ich kann daher auf seine in der nächsten Zeit erscheinende Arbeit verweisen.

Doch dürften nicht alle im Granit des centralen Gebietes anzutreffenden basischen Gesteinsmassen durch die Umwandlung von Porphyritoideinschlüssen entstanden sein. Im westlichsten Teil desselben Gebietes trifft man in Siikais sehr ähnliche dioritische Gesteine an, welche wie es scheint durch die digestive Regeneration der älteren im Liegenden der Schieferformation anstehenden stark gepressten *Diorite* entstanden sein dürften und mit solchen im Felde unzweifelhaft verbunden sind. Im N.W. vom Päijänne-See hat endlich Frosterus in demselben grossen Granitgebiet grosse Partien von basischen Gesteinen angetroffen, welche durch die Umwandlung alter *Diabase* entstanden sind und in welchen stellenweise noch die primäre Struktur und Mineralbeschaffenheit gut erhalten ist. Ob das in der Nähe der Dampferbrücke *Toikko* in Kuru am Näsijärvi anstehende peridotitische Gestein zu derselben oder vielleicht noch zu einer vierten Gruppe gehört, bleibt noch unentschieden. Dagegen habe ich in dem betreffenden Granitgebiet bisjetzt noch keine basischen Gesteine angetroffen, welche ganz sicher als aus ihrem Magma ausgeschiedene Differentiationen betrachtet werden könnten. In den älteren Graniten, welche dem Liegenden der Tammerforsschiefer angehören, sind dagegen solche Gesteine sehr oft vorhanden. Ich will auch keineswegs verneinen, dass ein Teil der hornblendereicheren Varietäten der jüngeren Granite oder der dioritartigen Gesteine, die gleichzeitig mit ihnen vorkommen, von solcher Herkunft sein könnten. Nur wird es hier stets schwierig sein eine solche im Magma stattgefundene Differentiation zu konstatiren, weil

dieses an so vielen Stellen erweislich durch die Einmengung fremder Gesteinsmassen verunreinigt worden ist.

Durch Granitinjection umgewandelte Schiefer („Adergneisse").

Neben der zuletzt geschilderten »digestionsmetamorphen» Umwandlung von dem als Einschlüsse oder in grösseren Massen vorkommenden Porphyritoid begegnet man, vorwiegend bei den Phylliten, auch einer anderen verwandten Art von Umwandlung, bei welcher ebenfalls eine Zufuhr und wie es scheint eine reichliche Circulation von granitischem Magma, meistens aber in der Form von besonderen Adern, stattfand, und bei welcher deshalb das Schiefergestein stofflich stark umgewandelt wurde.

Ein gutes Beispiel für das auf diese Weise entstandene Gestein findet man in einem Felsen, der an der Landstrasse im S.O. von der Kirche Lavia und O. von der Südende des Sees Laviajärvi liegt. Hier findet man in dem Schiefer, der sonst in der Nähe eine glimmerschie-

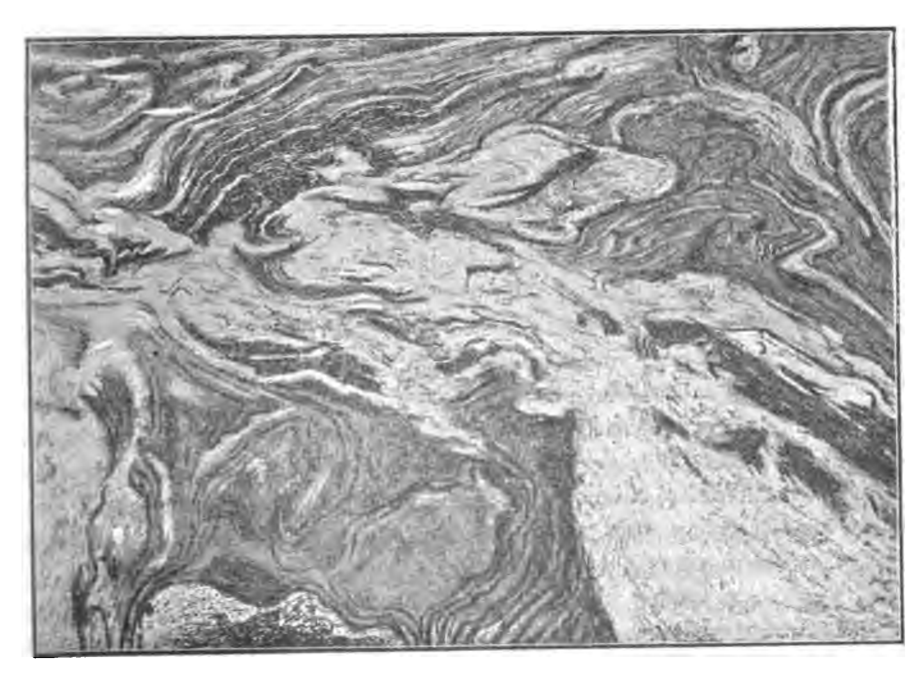


Fig. 73.
Glimmerschiefer, von Granitadern innig durchzogen (»Adergneiss»). Fels an der Landstrasse O. von dem Südende des Sees Laviajärvi in Lavia. 1/6 der nat. Gr.

ferartige Beschaffenheit und sogar stellenweise eine deutliche Wechsellagerung zeigt, zahlreiche Adern von Granit, welche das Gestein innig durchdringen (Siehe Fig. 73). In dem Granit liegen zahlreiche Flatschen von dem Schiefer, deren Formen auf gewaltsame Zerreissungen bei der Eröffnung der Gangspalten hindeutet. Sowohl diese Einschlüsse wie die ganze Gesteinsmasse in der Nähe der Granitgänge ist von feineren Adern durchschwärmt, welche z. T. noch ziemlich gut begrenzt sind und eine deutliche Granitstruktur erkennen lassen, z. T. aber schieferig werden und mit der sie umgebenden, ebenfalls feldspatführenden Schiefermasse ein innig verwobenes Ganzes bilden. Für dieses Mischgestein ist wie für die Mehrzahl solcher »Adergneisse» der Umstand besonders charakteristisch, dass die schieferartigen Teile äusserst stark zerrissen, gefaltet und gebogen sind, in einem Grade, wie man es nur selten bei lediglich durch Gebirgsfaltung gestauchten Sedimentgesteinen wiederfindet. In der Nähe zeigen die Schichten der Schiefer, wo sie keine Granitadern enthalten, einen mehr geradlinigen Verlauf, und auch die ganze Art der Erscheinung scheint darauf hinzudeuten, dass die so überaus starke Faltung eben im Zusammenhang mit der Eindringung des Granites und wahrscheinlich einer dadurch verursachten *Erweichung* des Schiefers stand. Jedenfalls hat die Faltung früher stattgefunden, als der Granit vollständig starr wurde; denn sonst würde man in ihm wenigstens an den stark umgebogenen Stellen eine deutliche Druckschieferung und sonstige Kataklaserscheinungen entwickelt finden, was aber jetzt nicht der Fall ist. Auch würde sich die verschiedene Wiederstandsfähigkeit der massigen und schieferigen Teile bei der Faltung kenntlich gemacht haben. Jetzt bekommt man aber deutlich den Eindruck, dass das granitische Magma zwischen die Fugen des zerrissenen und stark gefalteten Schiefers eindrang und nach der Erstarrung wenig mechanisch verändert worden ist.

Im Osten von dieser Stelle findet man auf kurzer Entfernung Felsen von dem porphyrartigen Granit, welcher das grosse Massiv im Norden von der Schieferzone bildet. Mit diesem Granit stehen die Adern im Schiefer ohne Zweifel im genetischen Zusammenhang, obgleich das Gestein hier nicht porphyrartig, sondern körnig und zwar z. T. fast pegmatitartig entwickelt ist.

Fast noch besser wie an der beschriebenen Stelle kann man dieselben Granitisationserscheinungen in Ylöjärvi an der Nordgrenze des grossen Schiefergebietes von Tammerfors, wo der Schiefer mit dem im Norden in ungeheuren Massen anstehenden Granit in Berühung tritt, studiren. Hier findet man Granitadern und innige Mischungen von

Schiefer und Granit noch in einer Entfernung von einigen Kilometern von der Contactgrenze. Wenn man z. B. von dem Bauernhof Runsas (siehe die Karte) am westlichen Näsijärviufer gegen N.W. geht, so findet man anfangs in dem Schiefer, welcher hier vorwiegend eine porphyritoidische Beschaffenheit hat, vereinzelte Granitadern und Gänge, welche sich in der Nähe des Dorfe Kaihari allmählich immermehr vermehren und mit dem Schiefer inniger verwoben werden.

In einem flachen Felsen im S.O. von dem Dorfe Kaihari findet man ein Gestein, welches schon als ein typischer Gneiss gelten kann



Fig. 74.
Horizontaler Fels von granitisirtem Schiefer (Adergneiss) S.O. von dem Dorfe Kaihari in Ylöjärvi. $^1/_6$ der nat. Gr.

und von welchem die Fig. 74 eine Partie wiedergiebt. Wie daraus hervorgeht, ist das Gestein offenbar aus zwei Componenten zusammengesetzt: einem dunkleren, schieferartigen, glimmerreicheren Teil und einem anderen, welcher sich seiner Beschaffenheit nach mehr einem Granit nähert, der aber auch recht stark schieferig ist. Er bildet im Felsen z. T. Lagergänge mit zahlreichen zerfetzten Einschlüssen von dem glimmerreicheren Gestein, z. T. feinere Adern, welche vorwiegend parallel der Schieferigkeit des umgebenden Schiefers verlaufen und dadurch einen Wechsel von helleren und dunkleren Rändern verursachen, was an eine echte Wechsellagerung recht stark erinnert.

An zahlreichen anderen Stellen in derselben Gegend, z. B. im Walde N.W. von Kaihari, findet man sehr schöne und mannichfaltige Beispiele solcher durch Injection von granitischem Material in die Schiefer entstandener Mischungsgesteine, welche einerseits in Schiefer mit allmählich spärlicher werdenden, gut begrenzten Granitadern, anderseits in Gesteine übergehen, welche vorherrschend aus Granit mit äusserst zahlreichen, ganz verschwommen begrenzten Schiefereinschlüssen bestehen und somit als eine Art Eruptivbreccien bezeichnet werden können.

Überhaupt besitzt das Gestein längs der ganzen Nordgrenze des Schiefergebietes von Näsijärvi, im Westen von diesem See, an vielen Stellen eine gneissartige Beschaffenheit, auch dort, wo es keine granitische Adern enthält.

Auch an dem Ostufer des Näsijärvi findet man ähnliche Contactverhältnisse zwischen dem Schiefer und dem jüngeren Granit. Im Norden von der Brücke Auneensilta, welche über die schmale Mündung das Busens Paarlahti in Teisko führt, ist der Contact in einem grossen Felsen gut zu sehen und zum Teil durch Sprengungen entblösst worden. Hier findet man wieder an der Grenze ein Gestein, welches aus einem innigen Gemisch von Schiefer und granitischen Adern besteht und welches zum Teil eine völlig gneissartige Beschaffenheit zeigt. Auch in den Felsen im nördlichsten Teil der Landzunge Kämmeenniemi in Teisko, am äussersten Teil desselben Busens, kann man die Verwandlung des Schiefers in ein gneissartiges Gestein durch die Eindringung zahlreicher Granitadern Schritt für Schritt verfolgen. Im Osten von den erwähnten Stellen findet man dagegen an der Nordgrenze des Tammerforsgebietes überhaupt keine Adergneisse, sondern die schon früher beschriebenen anderwärtigen Contacterscheinungen.

Sehr typische Adergneisse bilden dagegen den grössten Teil des Schiefergebietes im nördlichen Orivesi, welches von allen Seiten von Granit umgeben wird. Gegen Osten hin gehen diese Adergneisse allmählich in Hornblendeschiefer über, welche mit denjenigen, die in den Hauptgebieten vorkommen, völlig übereinstimmen.

Auch die Adergneisse von Kuorevesi und Jämsä dürften als granitisirte Schiefer, welche mit den Tammerforsschiefern genetisch verbunden sind, gedeutet werden. An den meisten Stellen sind sie wohl so stark granitisirt, dass die primäre Beschaffenheit nicht mehr hervortritt. Wo aber dieses mehr ausnahmsweise geschieht, scheinen sie den Tammerforsschiefern ganz ähnlich zu sein.

Endlich findet man sehr schöne Beispiele einer Injection von Granit in den Schiefern an der östlichsten Spitze der schmalen Granitzone, welche sich unmittelbar im Norden von der Kirche Ylöjärvi dem Streichen der Schiefer entlang zieht. Hier findet man im Walde etwa einen Kilometer vom Näsijärvi-Ufer den Contact zwischen Phyllit und Granit. Jener hat hier eine glimmerschieferartige Beschaffenheit, enthält aber auch zahlreiche Gänge und Adern von Granit, während dieser in der Nähe des Contactes eine Menge Schieferflatschen umhüllt. Der Schiefer enthält, wo er vom Granit durchzogen ist, zahlreiche porphyroidische Kryställchen von Feldspat, während wieder der Granit in den schmäleren Adern sich oft mit dem Material des Schiefers bereichert hat und deswegen glimmerreicher wie sonst ist. Es lässt sich hier und zwar schon in Handstücken die innige Vermengung von Sedimentmaterial mit dem darin eingesogenen oder in den feinsten Adern eingegossenen Magma sehr schön beobachten.

Bei dem mikroskopischen Studium dieser »Adergneisse» findet man, dass die *dunkleren glimmerreicheren Teile* meistens noch einen ausgeprägten Schiefercharakter erkennen lassen. Doch findet man nie bestimmbare Reste der allotigenen Gemengteile des ursprunglichen Sedimentes, sondern ein ziemlich isometrisches Gemenge von kleinen rundlichen oder unregelmässig eckigen Körnern von Quarz, Oligoklas und Orthoklas oder Mikroklin, welche mit reichlichen Biotitblättchen verkittet werden (Siehe Fig. 75 unten). Die Korngrösse sowie auch die relative Menge dieser Bestandteile wechseln recht stark, wodurch viele verschiedene Abarten entstehen. An Stelle des Biotits tritt in vielen Fällen Hornblende ein, wobei meistens gleichzeitig auch Oligoklas den Quarz mehr oder weniger vollständig verdrängt.



Fig. 75.
Adergneiss von Auncensilta in Teisko. Oben das Gestein der Adern, unten ein schieferartiger Teil. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Wenn die dunklen Gemengteile einigermassen reichlich sind, hat das Gestein noch den allgemeinen Charakter eines feldspatführenden Glimmer- oder Hornblendeschiefers.

Die breiteren *Adern* zeigen dagegen oft die Beschaffenheit eines ganz typischen Granites. Wo aber die Adern schmäler sind, und besonders dort wo sie mit dem Schiefer innig verwoben werden, sind sie oft recht quarzreich und von heller Farbe. Der Feldspatgemengteil, welcher z. T. Oligoklas, z. T. Mikroklin oder Orthoklas ist, zeigt einen unverkennbaren, obgleich durch spätere Einwirkungen oft etwas verschleierten Idiomorphismus. (Siehe Fig. 75 oben). Der Quarz ist wie gewöhnlich in eine Menge verschieden orientirter Felder zerteilt.

Die Struktur des Gesteins dieser Adern und der helleren Lagen ist im allgemeinen eine wenig typische. Überhaupt liefert die mikroskopische Untersuchung der Adergneisse nur wenig Beweismaterial für die hier gegebene Deutung ihrer Entstehung. Der Schiefer besass wahrscheinlich schon vor oder bei der Eindringung der Adern die Struktur eines Glimmerschiefers mit durchaus autigenen Gemengteilen und zeigt somit von seiner primären Beschaffenheit höchstens eine schwache Andeutung. Auch das Gestein der Adern hat eine intensive Metamorphose durchgemacht und besass wahrscheinlich in vielen Fällen schon ursprünglich eine Beschaffenheit, welche ihm einen Platz in der Mitte zwischen einem plutonischen Eruptivgestein und einem krystallinischen Schiefer angewiesen hätte. Es ist deswegen nicht zu verwundern, dass beide Teile petrologisch eine wenig charakteristische Beschaffenheit zeigen.

Wenn man aber Gelegenheit hat, *in der Natur* diese in grossartigem Maassstabe auftretenden Erscheinungen zu studiren, dürften sie auf jeden unbefangenen Beobachter denselben Eindruck machen. Die Möglichkeit einer solchen Intrusion von Granitadern wird wohl auch nunmehr von keiner Seite verneint (es ist ja auch schwer, von der Möglichkeit von *Thatsachen* zu reden; denn es ist einfach eine Thatsache, dass Granit und Schiefer auf diese Weise verwoben auftreten), es herrscht aber jetzt vor allem Meinungsverschiedenheit darüber, in welchem Maassstabe sie stattfinden und wie innig die durch diese Processe entstandene Mischung wird. Während die französische Schule eine »injection lit par lit» auch in solchen Fällen annimmt, wo das Gestein dem Auge ein ganz homogenes Aussehen zeigt, meinen dagegen andere Petrologen, dass es sich hier nur um eine mechanische Zerspaltung des Schiefers und gleichzeitige Eindringung von eruptivem Magma, ohne nennenswerthe Assimilirung beider Gemengteile, handle.

Ich möchte meine Ansicht bezüglich dieser Meinungsdifferenz so formuliren, dass in den meisten der mir bekannten Fälle das Gestein ohne Schwierigkeit als eine Mischung zu erkennen ist, dass es aber im Einzelnen ganz unmöglich ist zu entscheiden, was dem eruptiven Magma, was dem Sedimentgestein zuzuzählen ist. Auch habe ich wiederholt Gesteine beobachtet, die dem Auge ganz homogen erscheinen, und welche ich doch auch als »imbibitions»- resp. »digestionsmetamorphosirte» Sedimente zu betrachten geneigt bin (vergl. z. B. die im früheren gegebene Darstellung der Verhältnisse an den Contactzonen von Västilä (S. 120 ff.). Jedoch sind sie nur seltene Ausnahmefälle im Vergleich mit den Fällen, in welchen offenbar eine Eindringung auf Adern stattgefunden hat. Die auf diese Weise entstandenen Gesteine, die von mir s. g. »Adergneisse», gehören nämlich neben den gneissartigen Graniten zu den verbreitetsten Gesteinen Finlands und Schwedens. Besonders in denjenigen Formationen, welche älter wie die hier beschriebenen Schiefer sind, kommen sie häufig vor und bilden Gebiete, in welchen man auf meilenweite Entfernungen stets dasselbe Gemisch von Schiefermaterial und Granitadern in wechselnden Mengenverhältnissen antrifft. Wenn man sich mit einer Karte in der Hand vergegenwärtigt, wie diese Gneissgebiete ringsum von noch grösseren Granitgebieten umgeben werden, oder auch wie die hier beschriebenen, mehr localen Vorkommnisse an den Grenzen von solchen liegen, wird man auch die Möglichkeit einer so ausgedehnten Granitisation verstehen können und wird man einsehen müssen, dass beim Hervordringen so gewaltiger plutonischer Massen sich Vorgänge abspielen mussten, welche wenigstens graduell von den Contacterscheinungen der in höheren Niveaus erstarrten Magmamassen sehr verschieden sein mussten. Dieses »Baden» in dem granitischen Magma macht es auch erklärlich, dass wir in den Gneissgebieten, welche einen bedeutenden Teil des nördlichen Grundgebirges bilden, keine klastische Strukturen oder überhaupt Merkmale ihrer ersten Entstehung erhalten finden, obgleich von den hier vorkommenden schieferartigen Gneissen und echten Glimmerschiefern zweifelsohne ein Hauptteil durch die Umwandlung echter Sedimente entstanden ist. Nur auf solchen Stellen, wo günstige Umstände die archäischen Sedimentformationen gegen diese weit gehende *Injectionsmetamorphose* geschützt haben, und wo sie somit nicht in der Form von Adergneissen, sondern als echte Schiefer repräsentirt sind, findet man ihre primären Strukturen besser erhalten — jedoch nur ganz ausnahmsweise so vollständig wie in den hier beschriebenen Formationen.

Die Gesteine des Liegenden und ihre Beziehungen zu den Schiefern.

Während wir im Norden von den geschilderten Schieferzonen fast stets solche Granite antreffen, welche jünger als die Schiefer sind, stehen dagegen im Süden von ihnen Granite und anderwärtige Gesteine an, welche sich durch ihre Contactverhältnisse als zu ihrem Liegenden gehörig erweisen. Diese Gesteine sind im allgemeinen viel stärker metamorphosirt wie die Tammerforsschiefer und die sie durchdringenden Granite. Jedoch trifft man auch in diesem liegenden Complex stellenweise Schiefergesteine an, welche ihrer petrologischen Beschaffenheit nach den jüngeren Schiefern recht nahe stehen und als phyllitartige Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer bezeichnet werden müssen. Diese eigentlichen Schiefer sind aber hier weit spärlicher vorhanden als die schieferartigen Gneisse und gneissartigen Granite, welche in dem betreffenden Complex weit verbreitet sind. Auch hier kommen die Granite in zwei Strukturmodificationen vor, die eine porphyrartig, die andere gleichkörnig. In genetischer Verbindung mit den letzteren kommen basischere Gesteine, wie Diorite, Peridotite und Amphibolite, vor.

Wir werden nun zuerst die petrologische Beschaffenheit dieser Gesteine und ihre gegenseitigen Beziehungen schildern, um dann durch die Beschreibung ihrer Contacte mit den Tammerforsschiefern darzuthun, dass sie in ihrer Gesammtheit *älter* wie diese sind.

Petrologische Beschaffenheit der Gesteine des Liegenden.

Gleichkörnige Granite.

Die »gleichkörnigen» [1] Granite, welche in Lavia, Suodeniemi und Mouhijärvi anstehen und überhaupt in der Gegend, welche im Süden

[1] Ich weiss nicht, ob das Wort gleichkörnig in der deutschen petrologischen Literatur Anwendung gefunden hat. Meistens sagt man ja einfach »körnig», was aber nicht den *Gegensatz* zu porphyrartig so gut wie das entsprechende schwedische Wort »jemnkornig» ausdrückt. Wenn die Bezeichnung gleichkörnig nicht sprachlich unmöglich ist, wäre es somit vorteilhaft, dieselbe auch in der deutschen Sprache anwenden zu können.

von den geschilderten Schiefergebieten liegt, weite Verbreitung besitzen (vergl. die Karten), unterscheiden sich schon ihren makroskopischen Charakteren nach gut von den schon beschriebenen jüngeren Graniten. Es ist wohl recht schwer, diesen Unterschied in Worten so zu schildern, dass es klar wird, worin er besteht. Demjenigen, der sie in der Natur hinreichend studirt hat, wird es, was diese Gegend betrifft, in der Mehrzahl der Fälle möglich sein, sie schon ihrem äusseren Habitus nach von einander zu unterscheiden. Nur wird man zuweilen geneigt sein, einige der stärker metamorphosirten Varietäten der jüngeren Granite in die Gruppe der älteren aufzunehmen, aber meistens nicht umgekehrt.

Während die jüngeren Granite wechselnde und oft rötliche Farben besitzen, zeigen die älteren in der Regel eine charakteristische, einförmig *graue* Farbe in verschiedenen Nuancen. In jenen spaltet sich der Feldspat noch regelmässig mit scharfen Ecken und zeigt perlmutterartig glänzende, frische Bruchflächen, in diesen sind dagegen die Feldspate fast stets stark zerdrückt und zeigen deswegen in frisch geschlagenen Handstücken gleichwie höckrige, mattglänzende Flächen.

Der Hauptunterschied zwischen diesen beiden Gruppen von Graniten äussert sich überhaupt darin, dass die älteren relativ viel *stärker metamorphosirt* worden sind, während die jüngeren noch im allgemeinen einen typischen Granitcharakter zeigten. Nur ganz ausnahmsweise findet man unter jenen Varietäten, welche ganz massig sind. Die meisten sind mehr oder weniger deutlich *druckschieferig*, oft bis zu einem solchen Grade, dass sie als typische *Gneiss-Granite* oder *Gneisse* im Sinne Lehmanns bezeichnet werden können. Besonders in den Gegenden N.O. von der Stadt Björneborg sind die älteren Granite äusserst stark druckschieferig, so dass es oft schwierig sein kann, sie von denjenigen Gneissen derselben Gegend zu unterscheiden, in deren Zusammensetzung ein sedimentärer Glimmerschiefer enthalten ist. Im Felde findet man wohl darin einen Unterschied, dass die Granite, auch wo sie am deutlichsten druckschieferig sind, an der Oberfläche der Felsen eine ziemlich einförmige Gesteinsbeschaffenheit zeigen, während dagegen die echten Gneisse mehr unregelmässig flammig, gebandet und geadert erscheinen.

In Anbetracht dieses verschiedenen Grades der Umwandlung wäre man oft geneigt anzunehmen, dass unter diesen älteren Graniten viele genetisch verschiedene Gruppen vorhanden wären. Jedoch habe ich bisjetzt keine sicheren Beweise für eine solche Annahme gefunden. Die am stärksten metamorphosirten sind mit den besser erhaltenen Va-

rietäten stets duch allmähliche Übergänge verbunden; in Verbindung mit beiden trifft man noch ausserdem die sehr charakteristischen basischeren Gesteine, die wir im folgenden kennen lernen werden. Diese Umstände scheinen am meisten dafür zu sprechen, dass alle diese mehr oder weniger stark metamorphosirten älteren Granite eine genetische Einheit bilden.

Eine sehr gut erhaltene Varietät dieser Granite, welche ihrem primären Typus am nächsten stehen dürfte, findet man bei Sassi, Dorf *Pajulahti* in Tottijärvi, im S.W. von Tammerfors. Es ist ein grauer, mittelkörniger, ganz massiger Granit, welcher reich an schwarzer Hornblende ist.

Auch mikroskopisch ist der Granitcharakter hier noch recht deutlich erhalten. Der Feldspat, welcher grösstenteils *Oligoklas* ist, zeigt noch stellenweise gegen den ihn umgebenden Quarz eine unverkennbare idiomorphe Begrenzung (siehe Fig. 76). An vielen Stellen ist er jedoch durch Zerdrückung, durch Zuwachs oder Auflösung seiner Substanz recht stark verunstaltet worden. Der *Quarz* ist auch hier in eine Menge selbständig erscheinender Körner zerteilt worden. Der *Biotit* bildet recht grosse Blätter, welche wie es scheint niemals eine idiomorphe Begrenzung oder eine sonstige Andeutung einer primären Herkunft zeigen.

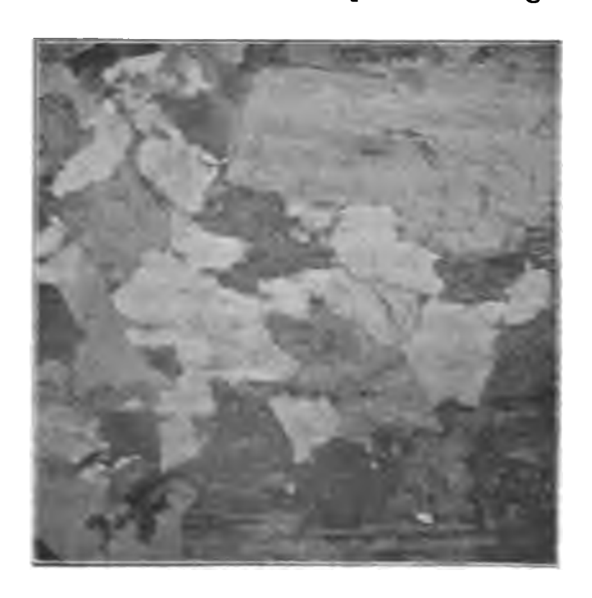


Fig. 76.
Älterer Granit von Sassi, Dorf Pajulahti in Tottijärvi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18

Nur sehr selten sind jedoch diese Granite so schwach verändert, wie das Gestein von Sassi. Wenn man von diesen Varietäten absieht, kann man sagen, dass die wenigst metamorphosirten Formen dieser älteren Granite ungefähr so viel verändert sind wie die *am stärksten* metamorphosirten Varietäten der jüngeren Granite.

Von den primären Mineralien sind fast nur die *Feldspate* erhal-

ten, und auch diese sind meistens so stark verunstaltet, dass man ihre ursprünglich idiomorphe Begrenzung gegen den Quarz nur an ausnahmsweise sehr geschonten Stellen beobachten kann. Die relative Menge dieses Feldspats ist jedoch dieselbe wie in den unveränderten Graniten geblieben und ihre Verteilung giebt auch eine schwache Andeutung von der ursprünglichen Struktur. Im Zwischenraume zwischen den Feldspaten findet man stellenweise grössere Quarzpartien, welche jedoch immer aus einer Menge verschieden orientirter Körner bestehen. Der grösste Teil des Quarzes ist aber mit Biotitschuppen und Feldspatkörnern untermengt, welche im ganzen Gestein regellos eingestreut liegen. Ein grosser Teil des Biotites sowie auch der übrigen Gemengteile tritt auf Kataklaszonen auf, welche die grösseren Feldspate schonungslos durchziehen. Durch die Parallelanordnung dieser Kataklaszonen und der Mehrzahl der neugebildeten Biotschuppen ist die meistens deutliche Schieferigkeit des Gesteins hervorgerufen.

Im weiteren Verlauf der Metamorphose werden die Spuren der Zerstörung nun allmählich wieder vertilgt. Die Kataklaszonen füllen sich mit neugebildeten Mineralkörnern, deren Grösse bald diejenige der noch erhaltenen Reste der ursprünglichen Mineralkörner erreicht. Diese zerstückelten Reste nehmen eine rundliche Begrenzung an. Die Gemengteile liegen nicht mehr in wildem Chaos durcheinander, wie um den Platz ringend, sondern mehr friedlich Seite bei Seite. Das Korn der Gesteine wird hierbei im allgemeinen vermindert, aber zugleich auch gleichmässiger und die Struktur nähert sich derjenigen der echten Schiefer.



Fig. 77.
Gneissartiger Granit von Ekkoinen in Tyrvis. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Ein grosser Teil dieser älteren Granite verdient mit vollem Recht nicht nur seinem makroskopischen Charakter, sondern auch seiner mikroskopischen Struktur nach *gneissartig* genannt

zu werden. Vergl. Fig. 77, welche das Bild eines solchen stark umgewandelten Granites in einem quer gegen die Schieferung gelegten Schnittes wiedergiebt.

Die chemische und mineralogische Beschaffenheit scheint bei dieser durchgreifenden Metamorphose wenig verändert zu werden. Unter denjenigen Gemengteilen, welche nicht zum regelmässigen Bestand eines Eruptivgesteins gehören, darf der Granat genannt werden, der hier jedoch nur ganz ausnahmsweise und fast nie als makroskopisch erkennbarer Gemengteil auftritt. Solche sind z. B. in dem in Fig. 77 abgebildeten Gestein vorhanden. Die Mehrzahl der Neubildungen sind aber offenbar unter Umständen entstanden, welche sich denjenigen näherten, die bei der Erstarrung eines Tiefengesteins herrschen, und deswegen sind auch nur die Mineralien entstanden, welche an dem primären Bestande des Gesteins teilnahmen. Auch die Umwandlung dieser plutonischen Gesteine dürfte demnach verdienen, eine *plutonische Metamorphose* genannt zu werden.

Keine Beobachtung deutet aber darauf hin, dass diese Granite bei ihrer Umwandlung jemals das Stadium erreicht hätten, welches als eine beginnende Wiederaufschmelzung bezeichnet werden könnte. Man findet bei den neugebildeten Mineralien niemals diejenigen gesetzmässigen Formen, welche bei der in bestimmter Reihenfolge vorsichgehenden Krystallisation eines Magmas entstehen. Es haben hier offenbar Zerstörung und Neubildung der granitischen Mineralien, wahrscheinlich unter Mitwirkung wässriger Lösungen, *gleichzeitig* stattgefunden und alles scheint darauf hinzudeuten, dass diese oft so durchgreifende Umwandlung langsam und allmählich, durch die Summirung einer Menge kleiner Einzelvorgänge, vorsichging.

Diorite, Gabbrodiorite und Peridotite.

Fast überall, wo die älteren Granite vorkommen, findet man in ihnen einschlussartig auftretende grosse Massen von sehr charakteristischen *basischeren Gesteinen,* ein Umstand, der für ihre Bestimmung und Unterscheidung von den jüngeren Graniten von grossem diagnostischem Wert ist.

Diese basischen Gesteine, welche mit den Graniten unzweifelhaft genetisch verbunden sind, bilden Felsmassen, welche im Felde eine Ausdehnung von einigen Hunderten Quadratmetern bis 10 Quadratkilometern besitzen. Ihrer chemischen und mineralogischen Zusammenset-

zung nach schwanken sie zwischen einem *Quarzdiorit*, welcher von dem nahe liegenden Granit nicht wesentlich verschieden ist und in denselben übergeht, und einem *Peridotit* oder durch dessen Umwandlung entstandenem *Amphibolit*. Ihre Mehrzahl kann mit der von Törnebohm für die entsprechenden schwedischen Gesteine eingeführten Bezeichnung *Gabbro-Diorit* benannt werden. Es sind mittelkörnige, massige Gesteine von dioritischem Habitus, in welchen oft ein Teil der meistens reichlich vorhandenen Hornblende 0,3—1 cm grosse, gewissermaassen porphyrartig auftretende Krystalle bildet, deren glänzende Spaltflächen aus dem frisch geschlagenen Gestein deutlich hervortreten.

Unter den ultrabasischen Varietäten dieser Gesteine findet man an mehreren Stellen, wie z. B. bei Laukula in Tyrvää, (S.W. von Karkku), Pajulahti in Tottijärvi, am kleinen See Tyynijärvi (Dorf Hyynilä) in Mouhijärvi, bei Herttuala und Löytömäki in Tavastkyrö etc. solche, welche als sehr typische *Peridotite* und zwar *Pikrite* bezeichnet werden können. Es sind schwärzliche mittelkörnige Gesteine von durchaus massiger Struktur und diabasähnlichem Habitus [1], welche schnell



Fig. 78.
Verwitterter Fels von Pikrit. Landzunge N.O. von Pajulahti in Tottijärvi.

[1] Ich meine damit die im Norden vorkommenden, oft rein schwarzen oder dunkelgrünen Diabasen, nicht die deutschen oder südeuropäischen, von der Verwitterung angegriffenen »Grünsteine«.

verwittern unter Bildung wollsackähnlicher Blöcke (Siehe Fig. 78). U. d. M. erkennt man, dass sie zuweilen fast ganz aus einem mehr oder weniger serpentinisirten Olivin und einem hellbraunen Pyroxen bestehen, der meistens monosymmetrisch, nicht selten diallagartig ist. Zuweilen wird der Augit oder Diallag von einem Enstatit vertreten. Der Pyroxen ist oft zum kleineren oder grösseren Teil in eine grüne Hornblende umgewandelt worden. Braune Hornblende kommt auch vor, unterscheidet sich aber ihrem Auftreten nach nicht wesentlich von der grünen und dürfte vielleicht auch gleicher Herkunft sein. Ob jemals primäre Hornblende vorhanden war, gelang mir nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Endlich kommen auch Erzpartikeln, vorwiegend aus Magnetit bestehend, in wechselnder Menge vor.

Von diesen Gemengteilen besitzt der Olivin, wenn die Struktur einigermaassen gut erhalten ist, den höchsten Grad von Idiomorphismus. Er wird nämlich häufig in rundlichen oder eckigen Körnern von dem Pyroxen umschlossen. In einigen Fällen werden auch Pyroxenkörner von grösseren Partien von verschieden orientirter Hornblende von allen Seiten umgeben, meistens bildet aber diese Ränder an dem Pyroxen oder unregelmässig ausgestreute Stengel. Oft verschwinden nun die Olivine vollständig, indem sie in serpentinöse und chloritische Substanzen, wie es scheint auch in grüne Hornblende umgewandelt werden, und auch der Pyroxen ist nicht selten vollständig in Amphibol verwandelt worden. So entstehen *Amphibolite,* die fast nur aus Hornblende bestehen, welche bald grössere Tafeln, bald eine Menge kreuz und quer liegender Tafeln bildet. Von der Primärstruktur ist besonders in diesem Falle keine Spur mehr erhalten. In den Übergangsgliedern zwischen diesen Gesteinen und dem echten Pikrit findet man oft stellenweise erhaltenen Pyroxen, der reich an staubförmigen schwarzen Interpositionen ist. Wenn das Gestein nur aus Hornblende besteht, ist diese nicht selten fleckenweise braun gefärbt. Es erscheint nicht unwahrscheinlich, dass diese Braunfärbung davon herrührt, dass früher im Gestein Anhäufungen von Eisenoxyden vorhanden waren, welche bei der Amphibolbildung absorbirt wurden. Auch das Vorkommen eingestreuter grösserer Hornblendekrystalle, welches den Gesteinen oft eine pseudoporphyrartige Struktur verleiht, scheint wenigstens in vielen Fällen keine primäre Erscheinung zu sein, sondern dürfte darauf beruhen, dass bei der Bildung der sekundären Hornblendekrystalle ein Teil derselben grösser und besser individualisirt wurde.

An mehreren Stellen, besonders deutlich bei Pajulahti in Tottijärvi, kann man nun den Übergang von diesem Pikrit, beziehungs-

weise dem durch dessen Umwandlung entstandenen Amphibolit und den verschiedenen *dioritartigen* Gesteinen beobachten. Im Gestein stellen sich zuerst spärliche Krystalle von Labrador ein, welcher Gemengteil allmählich an Menge zunimmt. Er ist dann zuweilen, wie z. B. in dem in Fig. 79 abgebildeten Gestein von Hyynilä in Mouhijärvi, als schmale Leistchen in die Hornblende eingewachsen oder ragt, wenn er breitere Tafeln bildet, mit scharfen Krystallecken in sie hinein. Er ist in dem betreffenden Falle z. T. deutlich zonar aufgebaut. Er dürfte wohl hier sicher primär und älter als die Hornblende sein.



Fig. 79.
Gabbro-Diorit von Hyynilä in Mouhijärvi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In einem Gestein von Messuby ist dagegen der Enstatit gegenüber dem Plagioklas idiomorph.

Auch in einem sonst recht stark metamorphosirten dioritartigen Gestein von Verttujärvi in Kankaanpää hat der Labrador deutliche Leistenform, welche besonders an solchen Stellen gut hervortritt, wo die Zwischenräume mit noch erhaltenem Enstatit gefüllt sind. Wo aber dieser, wie hier grösstenteils der Fall ist, in ein Aggregat von Hornblendekörnern und Biotitblättchen verwandelt worden ist, sind auch die primären Strukturverhältnisse stärker verändert worden. Es gilt überhaupt hier als eine allgemeine Regel, dass bei einigermaassen reichlicher Neubildung von Hornblende die Primärstruktur stark beeinträchtigt wird.

Wenn der Plagioklas reichlicher auftritt, so dass das Gestein eine typischere dioritische Zusammensetzung hat, stellt sich auch gern neben der Hornblende Biotit ein, und oft tritt auch Quarz als sekundärer Gemengteil mehr oder weniger reichlich auf. In den aciderен Dioriten, welche allmählich in den Granit übergehen, dürfte wohl auch primärer Quarz ursprünglich vorhanden gewesen sein.

In diesen saureren dioritischen Gesteinen ist die Primärstruktur nur selten gut erhalten. Die biotitreichen Varietäten besitzen mikroskopisch ganz dieselbe Struktur wie die entsprechenden Granite und sind somit der Mikrostruktur nach als gneissartig zu bezeichnen. Sie sind jedoch fast durchaus massig und zeigen überhaupt makroskopisch den Charakter echter Eruptivgesteine.

Die genetische Verbindung aller dieser verschiedener Gesteine lässt sich sowohl im Felde wie u. d. M. sehr deutlich verfolgen. Beim ersten Blick wäre man wohl geneigt, dem wenig metamorphosirten Pikrit ein jüngeres Alter zuzuschreiben; die Übergänge in den Amphibolit und die Diorite sind aber an zahlreichen Stellen ganz unzweideutig. Da die Gesteinsmassen, in welchen sie eingeschlossen liegen, eine so überaus starke Metamorphose durchgemacht haben, ist es von besonderem Interesse konstatiren zu können, dass die Pikrite stellenweise fast gar keine Spur dieser Metamorphose zeigen. *Der Olivin,* welcher in höheren Niveaus so äusserst leicht in andere Mineralien umgesetzt wird, *scheint somit unter geeigneten Umständen ein gegen die plutonische Regionalmetamorphose sehr wiederstandsfähiges Mineral zu sein.* [1]

Das ganze Auftreten dieser basischen Gesteine bezeugt es deutlich, dass sie durch Differentiation im Granitmagma entstanden sind. Es ist bemerkenswert, dass sie oft an der Grenze gegen die Schiefergesteine vorkommen, welche von diesen Graniten durchdrungen werden (so besonders in Tavastkyrö; vergl. die Karte). Es scheint sich an diesen Stellen im Magma eine basische Grenzzone gebildet zu haben. An anderen Stellen liegen sie jedoch in der Mitte der grossen Granitgebiete, an Stellen, wo nichts andeutet, dass ein Contact in der Nähe gewesen wäre.

Porphyrartiger Granit.

Derjenige porphyrartige Granit, welcher unmittelbar im Süden von dem Tammerfors—Päijänne Schiefergebiet (am östlichsten Teil desselben auch an der Nordseite) ansteht, besitzt eine sehr charakteristische Beschaffenheit und kann als Typus für diesen im südlichen Finland weit verbreiteten, älteren, porphyrartigen Granit gelten. Fig. 80 zeigt sein Aussehen in den durch Glacialerosion reingefegten und geschliffenen Oberflächen der Felsen. In einem mittel- bis grobkörnigen Gemenge von Quarz, Feldspat und schwarzem Biotit liegen ziemlich dicht bei

[1] Auch in vielen anderen Gegenden Finlands und Schwedens findet man einen primären Olivin als Bestandteil sehr alter Gesteinsmassen.

einander grössere, recht scharfeckig begrenzte Feldspatkrystalle, deren Dimensionen hier c. 3,5 × 1,5 cm betragen und im allgemeinen recht gleichmässig sind. Die Farbe des Feldspatgemengteils ist stets eine weissliche, und das Gestein besitzt demnach eine rein *hellgraue* Farbe.

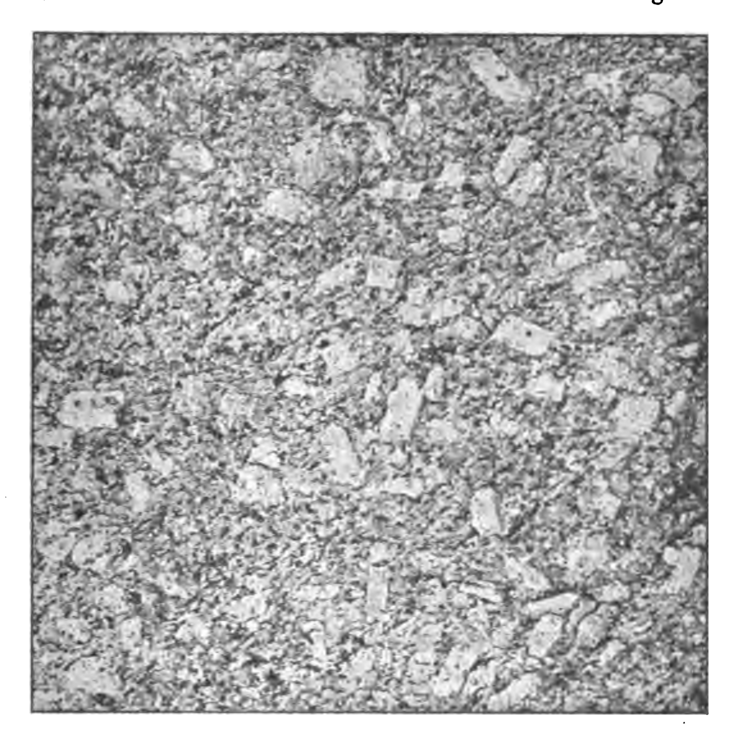


Fig 80.
Älterer porphyrartiger Granit an der Eisenbahn W. von Karppi in Orivesi. c. 1/4 der nat. Gr.

In anderen Gegenden findet man wohl auch Varietäten dieser älteren porphyrartigen Granite, in welchen die Feldspate eine meistens blass rötliche Farbe zeigen; diese sind aber relativ selten im Vergleich zu den grauen Varietäten.

Während die jüngeren porphyrartigen Granite in der Regel nur wenig Spuren einer mechanischen Metamorphose mit dem blossen Auge erkennen lassen, trifft man sie hier immer und zwar in der prägnantesten Gestalt. Das Gestein ist stets von einer Menge schmaler Kataklaszonen durchzogen, welche oft in mehreren einander kreuzenden Richtungen verlaufen. In anderen Fällen gehen sie parallel und vermehren sich oft so stark, dass dadurch eine sehr charakteristische Druckschieferigkeit entsteht. Die porphyrartigen Feldspatkrystalle werden dabei meistens stark mechanisch zerdrückt, oft sogar zu Linsen ausgepresst.

Die Feldspateinsprenglinge wie auch der Feldspat der Grundmasse bestehen zu ungefähr gleichen Teilen aus Oligoklas und aus Kalifeldspat. Dieser scheint fast ausschliesslich Mikroklin zu sein, von dem aber nur ein Teil die charakteristische schöne Gitterstruktur zeigt. Sie werden von Quarz umgeben, der oft linsenförmige Aggregate bildet, welche aber immer aus einer Menge kleinerer Körner mit verschiedener Orientirung bestehen. Obschon die Feldspate durch mechanische Einwirkungen und durch den Zuwachs neugebildeter Substanz recht stark verunstaltet worden sind, findet man doch in den am besten erhaltenen Varietäten stellenweise noch eine Andeutung ihrer ursprünglichen, gegenüber dem Quarz, idiomorphen Begrenzung.

Der Biotit kommt meistens in Streifen von kleineren Schuppen vor, die wohl z. T. durch die Auswalzung grösserer Krystalle entstanden sind. Zum anderen Teil sind sie sicher als Neubildungen anzusehen, und liegen auch in diesem Falle gern in Streifen zusammen, wobei sie offenbar auf den das Gestein durchziehenden Kataklaszonen gebildet worden sind. Zusammen mit ihnen treten sowohl auf diesen Kataklaszonen, wie auch in den grösseren Krystallen, neugebildete kleine Körner von Feldspat, Quarz und Myrmekit auf, welcher letzterer oft in diesen Gesteinen in sehr reichlicher Menge vorhanden ist (siehe Fig. 63).

Man findet aber in diesen Gesteinen auch Kataklaszonen von späterem Datum, welche erst nach der Beendigung der Auskrystallisation dieser Gemengteile entstanden und deshalb nur mit scharfeckigen Fragmenten der zerdrückten Mineralien gefüllt worden sind, aber keine neugebildete Mineralkörner enthalten.

In den stärker metamorphosirten Varietäten dieser porphyrartigen Granite werden die grösseren Feldspate allmählich mehr zerdrückt und die Begrenzung der erhaltenen Reste wird rundlicher. Die Biotitstreifen, welche die Schieferung des Gesteins bedingen, vermehren sich stetig, die Quarzkörner teilen sich in immer selbständiger erscheinende, rundliche Körner. Mikroskopisch zeigt sich auch bei denjenigen Varietäten, welche im Felde in naher örtlicher Verbindung mit den gut erhaltenen Varietäten auftreten und mit ihnen durch schnelle Übergänge verbunden sind, schon eine fast gneissartige Struktur, deren allmähliche Entstehung durch eine »regionale» Metamorphose sich sowohl u. d. M. wie noch besser im Felsen verfolgen lässt. Überhaupt hat die Mehrzahl dieser Gesteine eine solche Beschaffenheit, dass man sie zu den z. g. »Augengneissen» rechnen könnte.

Dass das Gestein ursprünglich ein echter Granit war, von derselben Primärstruktur wie der S. 105—109 beschriebene jüngere porphyrarti-

tige Granit, geht aus seiner ganzen petrologischen Beschaffenheit, wie aus seinem geologischen Auftreten sehr deutlich hervor. Auch die chemische Beschaffenheit ist ganz diejenige eines Granites.

Nach einer von dr. H. Berghell ausgeführten Analyse des sehr typischen porphyrartigen Granites, welcher unmittelbar im Süden von der Südgrenze der Schieferformation in den Eisenbahneinschnitten W. von Karppi in Orivesi ansteht, und welcher in Fig. 80 abgebildet wurde, hat derselbe folgende chemische Zusammensetzung:

Älterer porphyrartiger Granit von den Eisenbahneinschnitten W. von Karppi in Orivesi.

SiO_2	70,57
Al_2O_3	16,13
Fe_2O_3 / FeO	3,52
MgO	0,99
CaO	1,79
Na_2O	2,48
K_2O	3,74
Glühverlust	0,87
S:a	100,09

Glimmerschiefer und Lavialit.

Im Westen von Tammerfors trifft man an den beiden Ufern des Kumoflusses einen Glimmerschiefer an, welcher auch zu dem Liegenden der Tammerforsschiefer gehört. Es ist ein dunkelgraues, sehr biotitreiches, ausgeprägt schieferiges Gestein, welches zuweilen fast phyllitartig wird und dann einen lageweisen Wechsel verschiedenartiger Varietäten erkennen lässt, welcher an die Schichtung des Näsijärviphyllites erinnert und wohl auch als eine Erscheinung zu betrachten ist, die wenigstens in ihrer ersten Anlage primärer Herkunft ist.

Meistens ist jedoch das Gestein mittelkörnig, ohne jede Spur der ursprünglichen Schichtung und zeigt sehr starke Fältelung und oft scharfe Knickungen der Glimmerlamellen, wobei die Beschaffenheit gegen diejenige der am meisten verbreiteten Phyllite der jüngeren Sedimentformation recht stark kontrastirt. Es stimmt aber dann mit denjenigen oft phyllitartigen, aber stark gefalteten Glimmerschiefern, die man in Kalvola (Kartenblatt Tammela) im Liegenden der Uralitpor-

phyritdecke antrifft[1], vollständig überein. In Birkkala enthält es oft Pyritpartikeln und verwittert dann unter Bildung von Eisenoxydhydraten.

Ein ähnliches Gestein findet man auch bei Mahnalanselkä in Tavastkyrö, an der Nordseite des Gebietes von porphyrartigem Granit, welches im Norden von dem Nokiaschiefer ansteht. Es ist auch hier z. T. phyllitartig mit Anzeichen einer ursprünglichen Schichtung, meistens aber äusserst stark gefaltet und enthält dann oft reichlich Muscovit, der z. T. stark glänzende gröbere Blätter bildet.

Ausser in diesen Gebieten, wo die Glimmerschiefer in ihrer typischsten Gestalt vorkommen, trifft man auch in den auf der Karte als Glimmergneisse bezeichneten Gebieten auf zahlreichen Stellen Glimmerschiefer an, welche mit den genannten schieferartigen Gneissen innig verbunden sind. Sie werden im Zusammenhang mit diesen im folgenden geschildert werden.

An einigen Stellen in Lavia werden diese Glimmerschiefer sehr quarzreich, so dass sie ihrer Beschaffenheit nach den Quarziten nahe stehen. Dass echte Quarzite im Liegenden der Tammerforsschiefer vorgekommen sein müssen, erschien aus oben bei der Schilderung der Gerölle angeführten Gründen wahrscheinlich. (vergl. S. 44).

In ihrem mikroskopischen Bestande stimmen die am wenigsten umgewandelten Varietäten dieser älteren Glimmerschiefer mit denjenigen Glimmerschiefern sehr nahe überein, welche stellenweise unter den jüngeren Tammerforsschiefern vorkommen. Zeigen ja auch sonst die Glimmerschiefer, ihr Alter sei welches es will, mikroskopisch ein ziemlich einförmiges Bild.

Bald bestehen diese Schiefer nur aus Quarzkörnern und Biotitblättchen, die zuweilen mit feinen Magnetitpartikelchen untermengt sind. Oft tritt auch Muscovit dazu, nicht selten als gröbere Blättchen, Rosetten oder rundlich begrenzte Aggregate, die vielleicht in einigen Fällen Pseudomorphosen nach Granaten sind.

Dazu kommt in vielen Fällen noch ein Gehalt an Feldspat und zwar überwiegend Mikroklin. Die grosse Mehrzahl der feldspatführenden Glimmerschiefer gehören jedoch in die Gruppe der gneissartigen Schiefer oder Adergneisse, in welchen erweislich eine Zufuhr von Feldspatsubstanz oder granitischem Magma stattgefunden hat.

Es giebt aber doch eine feldspatreiche Varietät dieser gneissarti-

---

[1] Tschermaks Min. u. Petr. Mitth. XII, 1891. S. 98.
Beskrifning till Kartbladet N:o 18 Tammela. S. 14.

gen Schiefer, in welcher der Feldspatgehalt primär sein dürfte. Das ist der s. g. *Lavialit* oder *Laviagneiss* (vergl. S. 57), den wir schon oben bei der Beschreibung der Gerölle im Conglomerat von Harju in Suodeniemi kennen gelernt haben.

Dieser recht eigentümliche porphyroidische Schiefer kommt in besonders typischer Gestalt in einigen kleinen Felsen unmittelbar im Westen der Kirche *Lavia* sowie im Süden von *Laviajärvi* und bei *Heinijärvi* in demselben Kirchspiel als Einlagerung in gneissartigen Glimmerschiefern vor. Ferner findet man ihn im Mouhijärvi, ein besonderes Gebiet bildend, worin er im Westen eine typische Beschaffenheit hat, während gegen Osten hin die porphyroidischen Feldspatkrystalle allmählich immer stärker ausgegewalzt werden, und das Gestein auch sonst in höherem Grade metamorphosirt wird.

Der typische Lavialit ist ein porphyroidisches Gestein, welches zahlreiche dicht beinander liegende, meistens nur c. 5 mm im Durchschnitt messende Krystalle von Plagioklas in einer glimmer- oder hornblendereichen schieferigen Masse enthält. Diese Krystalle treten in der von den Atmosphärilien schwach angegriffenen Oberfläche der Felsen in Hochrelief hervor, und zeigen dann noch, obgleich sie von Interpositionen neugebildeter Mineralien überfüllt sind, eine recht deutliche Krystallbegrenzung. Das Gestein zeigt meistens keinerlei Erscheinungen, welche als Schichtung gedeutet werden könnten, sondern macht, wenn man von der sekundären Schieferung absieht, ganz den Eindruck eines Massengesteins.

Die mikroskopische Beschaffenheit der als Gerölle vorkommenden Varietäten wurde schon oben (S. 58—60) geschildert. Im anstehenden Gestein sind die porphyrischen Krystalle, welche hier bald aus *Labrador*, bald aus *Oligoklas* bestehen, fast in noch höherem Grade wie dort von Neubildungen durchwachsen und in demselben Maasse verunstaltet worden. (Siehe Fig. 81). Die Interpositionen bestehen auch hier bald aus Quarz oder Mikroklin, bald aus Hornblende oder Biotit. Oft werden die Plagioklaskrystalle von einer Menge einzelner, wahrscheinlich neugebildeter Feldspatkörner ersetzt, wobei sie an der einen oder an beiden Seiten wie linsenförmig ausgezogen erscheinen.

Alles deutet darauf hin, dass die Plagioklaskrystalle früh gebildete, also wahrscheinlich primäre Gesteinsgemengteile sind. Niemals findet man eine Andeutung davon, dass sie sekundär entstanden sein könnten.

Die zwischenliegende, schieferige Masse besteht in den typischsten Varietäten aus unregelmässig geformten Oligoklaskörnern, nebst allotriomorphen Biotitblättern oder Säulen von grüner Hornblende.

Oft kommen kleine rundliche Granatkörner als spärliche, aber konstante und gleichmässig verteilte Gemengteile vor.

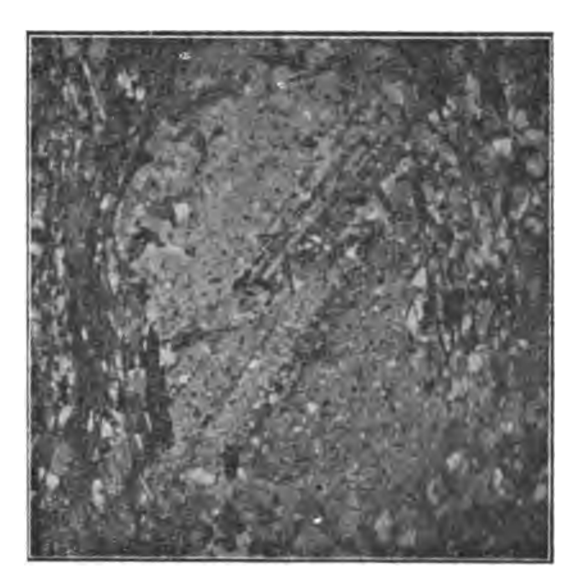


Fig. 81.
Lavialit von Heinijärvi in Suodeniemi mit einem von Neubildungen durchwachsenen Labradorkrystalle. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In den stärker metamorphosirten Varietäten vermehren sich die neugebildeten Quarzinterpositionen in den Plagioklaskrystallen noch mehr, so dass von diesen nur durchlöcherte Reste übrig bleiben. Oft ist ihre Mehrzahl vollständig in Aggregate von Oligoklas-, Mikroklin- und Quarzkörnern verwandelt worden, welche linsenförmig ausgezogen sind. In einigen Varietäten bestehen diese linsenförmigen Streifen nur aus Quarz, welcher entweder eine Menge kleinerer Körnchen oder grössere einheitlich orientirte Partien bildet. Es ist dann, besonders wenn diese Linsen noch durch Faltung gebogen sind, in dem Gestein schwer ein Umwandlungsprodukt des deutlich porphyroidischen, typischen »Lavialites» zu erkennen. Sowohl mikroskopisch, wie im Felde lässt sich aber diese Umwandlung durch eine lückenlose Reihe Übergangsglieder verfolgen.

Im Mouhijärvigebiet findet man bei Hyynilä noch ganz typische Varietäten, welche dem Gestein von Laviajärvi nahe stehen. Östlicher werden die Plagioklase allmählich immer vollständiger in solche körnige Aggregate verwandelt. Im Gneissgebiet von Tavastkyrö findet man die am stärksten verwandelten Varietäten, welche sich nur durch das Vorhandensein regelmässig verteilter Quarzlinsen von den umgebenden gneissartigen Schiefern unterscheiden.

In den am besten erhaltenen Varietäten ähnelt dieses Gestein recht sehr gewissen Tuffschiefern, die unter den jüngeren Schiefern vorkommen. Da aber alle sicheren Anzeichen einer primären Schichtung fehlen, lässt es sich auch denken, dass es ein porphyritisches Gestein der Dioritfamilie gewesen sein könnte.

In jedem Falle dürfte hier der Feldspatgehalt sicher *primär* sein und dieses Gestein überhaupt seine ursprüngliche Beschaffenheit besser erhalten haben, wie es im allgemeinen bei den überaus stark umgewandelten älteren Schiefern vorkommt.

Contacte der Schiefer mit den älteren Graniten. Übergänge in Adergneisse.

Überall wo diese Schiefer mit den sie umgebenden älteren und jüngeren Graniten in Berührung treten, werden sie, wie schon erwähnt wurde, von ihnen in Gängen und Adern durchdrungen, wodurch oft innige Mischungen beider Gesteine entstehen. Diese findet man hier nicht nur local an den Grenzen zwischen grösseren Gebieten von reinerem Granit und typischem Schiefer, sondern als grosse Gebiete, wo man auf meilenweiten Entfernungen nur ein solch inniges Gemisch von Granit und Schiefer beobachtet.



Fig. 82.
Gneissartiger Glimmerschiefer im Contact mit dem älteren Granit O. von Jylhäjärvi in Tavastkyrö. $^{1}/_{18}$ der nat. Gr.

Eine Stelle, wo man die Contactverhältnisse zwischen dem Glimmerschiefer des südlichen Tavastkyrö und dem älteren, gneissartigen

Granit der Gegend in ausgezeichneter Weise beobachten kann, liegt im Osten vom kleinen See *Jylhäjärvi*, an der Grenze zwischen Tavastkyrö und Mouhijärvi. Mehrere durch Waldbrände entblösste Felsen bestehen hier aus Mischungen von Granit und Schiefer, welche sehr mannichfaltig und instructiv sind. Fig. 82 giebt einen solchen Fels nach einer Photographie wieder. Man erkennt hier, dass der Schiefer am Contact gegen den Granit gewaltsam zerrissen worden ist, wodurch für das eruptive Magma die Möglichkeit geschaffen wurde, zwischen seinen Fugen in z. T. fast haarfeine Adern einzudringen. Während nun in diesem Felsen doch das eruptive und das sedimentäre Material im allgemeinen gut getrennt sind, sind sie in anderen benachbarten Felsen so innig verwoben, dass die Masse trotz ihrer erweislich heterogenen Beschaffenheit als ein einheitliches Gestein bezeichnet werden muss.

In ganz ähnlicher Weise geht auch die Glimmerschieferzone des Kumoflusstales im Süden und Südosten in Gneisse über. So kann man an den Inseln in Kulovesi, welche die Eisenbahn überquert, bei dem s. g. *Leukaluu* sowie auch im Norden von der Station Suoniemi beobachten, wie der Glimmerschiefer allmählich in Gneiss übergeht, in dem er granitische Adern und Gänge in immer wachsender Zahl enthält.[1] Zugleich wird er auch im grossen wie im kleinen stärker gefaltet, und führt reichlicher als früher Feldspat, meistens auch Muscovit, welcher z. T. Aggregate von glänzenden Blättern bildet.

Noch besser kann man an den Ufern des Pyhäjärvi-Sees, im Südwesten der Stadt Tammerfors, den gleichen Übergang zwischen Schiefer und Gneiss beobachten. Der fein- bis mittelkörnige, zuweilen fast phyllitische Glimmerschiefer von Nokia wird gegen Süden hin grobkörniger. Am Südostufer des Pyhäjärvi beginnt er kleine Rosetten von Muscovit zu führen und wird allmählich mehr gneissähnlich, wobei in ihm in wachsender Zahl granitische Adern und Gänge auftreten. In der Gegend S. von Toppari bildet der Granit meistens breitere Gänge und hat eine pegmatitische Beschaffenheit. Er dürfte hier mit dem jüngeren archäischen Granit genetisch verbunden sein. Meistens trifft man jedoch in diesem S.O. von Pyhäjärvi liegenden Teil von Birkkala ein Gestein an, welches aus einer äusserst stark gefalteten Mischung von schieferartigen Partien und Adern von *älterem Granit* besteht. Am Nordufer des erwähnten Sees kann man wieder den allmählichen Übergang Schritt für Schritt verfolgen. Zuerst treten im Schiefer ver-

[1] Ein Teil dieser Gänge dürfte hier dem jüngeren Granit angehören, da sie oft pegmatitartig sind.

einzelte Granitadern auf, dann vermehren sich diese mehr und mehr und die schieferigen Teile werden dann gneissartig und stärker gefaltet. Gegen die Stadt Tammerfors hin wird der Granit an vielen Stellen, wie z. B. im s. g. Thermopylefelsen bei Pyynikki, vorherrschend, enthält aber immer eine Unzahl Schieferflatschen, so dass das Gestein fortwährend den Charakter einer Mischung hat.

Ähnliche gneissartige Gesteine erstrecken sich von Tammerfors weiter gegen Osten bis zum Kirchspiel Kuhmois in einer 10 bis 20 Kilometer breiten Zone. Da die zwei Componenten, welche diesen Gneiss zusammensetzen, nähmlich der schieferartige Teil und der als Adern auftre-



Fig. 83.
Adergneiss in einem Eisenbahneinschnitt N. von Suinula in Kangasala. $^1/_{15}$ der nat. Gr.

tende Granit, in sehr wechselnder Menge vorkommen, zeigt das Gestein einen sehr bunten Wechsel verschiedener Varietäten. Bald findet man ein Gestein, dessen Hauptteil von einem feldspathaltigen, aber sehr biotitreichen, schwarzen Glimmerschiefer gebildet wird, in welchem scharf begrenzte granitische Adern vorkommen. Bald durchschwärmen diese Adern das ganze Gestein (Fig. 83), wobei man jedoch zuweilen noch erkennen kann, dass die feineren Adern mit breiteren, gut getrennten Gängen von Granit anastomosiren. In anderen und zwar den überwiegenden Fällen fliessen beide Gesteine so ineinander, dass man nur

noch an einzelnen Stellen den heterogenen Charakter entdecken kann. Das Gestein zeigt dann eine in der Farbe ziemlich hell graue Hauptmasse, in welcher glimmerreiche Partien als mannichfaltig gebogene dunklere Ränder auftreten. Die verschiedenen Teile sind meistens so stark durcheinander geknetet, dass man den Eindruck erhält, dass die Masse bei der Faltung sich im plastischen Zustande befand (vergl. S. 134). Faltenverwerfungen im grossen wie im kleinen sind überaus häufig, so dass zuweilen das ganze Gestein eine breccienartige Mischung

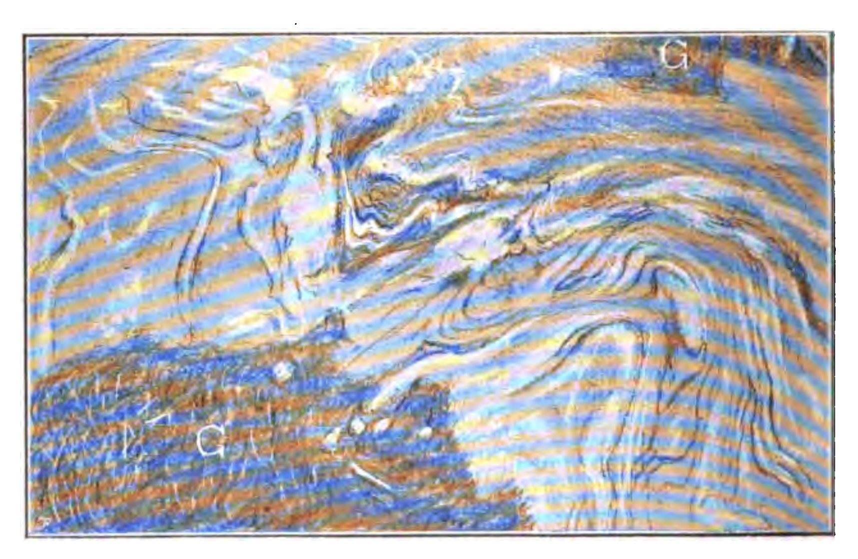


Fig. 84.
Typischer Glimmergneiss (Adergneiss) von Verttujärvi in Kankaanpää, Landzunge N. von Mustaniemi. c. $^1/_{15}$ der nat. Gr. (G = Grasbedeckter Boden).

bildet, worin die zerrissenen Faltenschenkel gleichsam Einschlüsse in der umgebenden quarzreichen Masse bilden. Fig. 84 giebt eine Vorstellung von dem Aussehen des gewöhnlichsten Typus dieser Gneisse, welche die verbreitetesten der in Finland vorkommenden gneissartigen Gesteine sind.

Endlich findet man auch, wie schon aus den mitgeteilten Angaben hervorgeht, unter diesen »Gneissen» solche, dessen Hauptmasse aus einem stark schieferigen, aber dennoch als solcher noch erkennbaren Granit besteht, in welchem äusserst zahlreiche Flatschen von Schiefer liegen, welche dem Gestein ein streifiges oder flammiges Aussehen verleihen.

Der Granit der Adern stimmt im allgemeinen mit dem in der Nähe in grösseren Massen anstehenden Granit überein. So findet man

im Süden von dem grossen Gebiet von porphyrartigem Granit im Osten von Näsijärvi in dem Gneisse zahlreiche Linsen und Adern von Granit, in welchen das Gestein ebenfalls porphyrartig ausgebildet ist. Auch innerhalb dieses Gebietes kommen grosse Massen von »Adergneiss», die von Granit in Adern und Linsen durchsetzt werden, einschlussartig vor.

Dass der ältere porphyrartige Granit nicht nur die gneissartigen Schiefer, sondern auch den echten Glimmerschiefer des Kumoflusstales durchdringt und somit jünger als dieser ist, geht an den Contacten zwischen diesen Gesteinen deutlich hervor.

Besonders in dem Felsen, welcher an der Landstrasse im N.O. von *Kulju* in Suoniemi liegt, kann man die gegenseitigen Beziehungen dieser Gesteine gut kennen lernen. Der Schiefer enthält hier in der Nähe des Contactes eine Menge deutlicher Gänge, Adern und Linsen aus dem Granit, welcher den grössten Teil dieses Felsens bildet. Diese Gänge verlaufen z. T. auch quer gegen die Schieferung. Auch an der Eisenbahn W. von der Station *Siuro* sieht man den Contact zwischen dem Glimmerschiefer und dem Granit, welcher hier Linsen im Schiefer bildet. Da aber beide Gesteine hier zusammen äusserst stark ausgepresst worden, sind die Verhältnisse an dieser Stelle undeutlich.

Im Osten von Siuro sind die verschiedenen Gesteine meistens von einer Thalkluft getrennt, so dass man den Contact nirgends beobachten kann. Der im Norden anstehende Granit enthält sehr zahlreiche, z. T. recht grosse, oft scharfeckige Einschlüsse von einem dunklen Hornblendeschiefer, welcher wohl seiner jetzigen Beschaffenheit nach recht verschieden von dem Glimmerschiefer ist, der aber sicher auch derselben, älteren Schieferformation angehört, obgleich die Einschlüsse durch die Contacteinwirkung des Granites eine stark veränderte Beschaffenheit erhalten haben.

Auch der Glimmerschiefer östlich von Mahnalanselkä, der im Norden von diesem Granitgebiet liegt, zeigt in der Nähe des Contactes eine gneissartige Beschaffenheit. Den unmittelbaren Contact habe ich hier nicht beobachtet.

Dass alle, und zwar auch die am wenigsten metamorphosirten Varietäten der älteren Schiefer von dem *gleichkörnigen* älteren Granit durchdrungen werden, und somit älter als diese sind, geht aus den schon angeführten Beobachtungen hervor. Vergl. besonders S. 156 u. Fig. 82.

Sehr häufig bestehen aber auch die in diesen Gneissen vorkommenden Adern und Gänge aus einem Granit, welcher seiner Beschaf-

fenheit nach mit demjenigen Granit übereinstimmt, welcher im Norden von den Tammerforsschiefern ansteht und *jünger* als diese ist. Da die Hauptmasse der *jüngeren* Schiefer nicht besonders häufig Gänge aus diesem Granit enthält, erscheint es auffallend, dass sie in ihrem Liegenden so reichlich vorkommen. Es ist aber leicht verständlich, dass die beiden Schieferformationen sich gegen die Faltungsprocesse, im Zusammenhang mit welchen der jüngere Granit hervordrang, sehr verschieden verhalten mussten. Die jüngeren Sedimentablagerungen, die nicht vorher gefaltet waren, wurden hierbei im allgemeinen ruhig gebogen und allmählich senkrecht aufgerichtet. Die älteren Schiefer waren dagegen schon früher gefaltet[1] und von den älteren Graniten intrudirt worden. Da nun eine erneute Faltungs- und Intrusionsperiode eintrat, traf der Druck sie auf vielen Stellen in Richtungen, die schief gegen ihre Schieferung lagen. An solchen Stellen wurde nun das Gestein leicht stark zerspaltet, und wurde somit für den jüngeren Granit die Möglichkeit geschaffen hier einzudringen. Besonders an den Contactflächen zwischen den jüngeren Schiefern und ihrem Liegenden trifft man oft Gebiete von jüngerem Granit an (vergl. die Karte), ein Beweis dafür, dass bei seinem Hervordringen an diesen Stellen ihm ein besonders schwacher Widerstand begegnete, so dass durch Abstauung unterirdische Hohlräume, die successiv mit Magma gefüllt wurden, gebildet werden konnten.

Wo diese Gebiete direkt an den älteren porphyrartigen Granit grenzen, wie dieses z. B. beim See Pappilanselkä in Orivesi und N.O. von der Kirche Kuhmois geschieht, findet man in diesem Gänge von jüngerem Granit. Solche Gänge, in welchen das Gestein oft pegmatitartig ist, findet man auch entfernter von den jüngeren Granitgebieten in den Graniten des Liegenden, und zwar sowohl in dem gleichkörnigen wie in dem porphyrartigen, als Zeugnis dessen, dass diese Gesteine älter als die letzte grosse Granitintrusion der Gegend sind. *Dagegen sind Pegmatite bisjetzt noch nie in sicherer genetischer Verbindung mit den älteren Graniten gefunden worden.* Wenn nun auch solche ältere Pegmatite, wie nicht unwahrscheinlich erscheint, existiren, sind sie jedenfalls, im Vergleich mit den jüngeren, wenig verbreitet und wahrscheinlich sehr stark umgewandelt worden.

Mikroskopisch zeigen diese Adergneisse, welche den schon geschilderten jüngeren Adergneissen sehr analog sind, ein recht uninteressantes Bild. Primäre Züge sind fast niemals zu entdecken und es ist deswegen schwer, wenn nicht unmöglich, den Gang der Metamorphose in ihren Einzelheiten zu verfolgen. Höchstens wird es möglich

[1] Daher auch ihre starke Fältelung.

sein, durch sehr eingehende Untersuchungen die Neubildung oder Vergrösserung einiger Gemengteile, die Zerstörung anderer zu konstatiren und hierdurch wenigstens einzelne Züge der stattgefundenen Umwandlung klar zu stellen.

Im allgemeinen dürften wohl schon vor dem Eindringen des granitischen Magmas die Schiefer in einiger Entfernung von dem Granitcontacte einen vollkrystallinischen Charakter erworben haben und konnten daher im weiteren Verlauf der Injectionsmetamorphose strukturell nur unwesentlich verändert werden (vergl. S. 138).

Die dunklen, makroskopisch *glimmerschieferartigen* Teile zeigen auch mikroskopisch einen typischen Schiefercharakter. Sie sind im allgemeinen sehr reich an Glimmer und zwar überwiegend Biotit. Wenn Muscovit vorhanden ist, bildet er oft gröbere Blätter, welche eine Menge der kleineren Mineralkörner umschliessen. Von den hellen Mineralien ist auch in den Gesteinsmassen, welche auf der Karte ihrem Gesammtcharakter nach als gneissartige Schiefer bezeichnet worden sind, stellenweise der Quarz ganz überwiegend. Meistens tritt jedoch Feldspat dazu und gewinnt oft das Übergewicht. Von den Kalifeldspaten kommt vorwiegend, wenn nicht ausschliesslich, der Mikroklin, von den Kalknatronfeldspaten hauptsächlich Oligoklas vor. Hornblende vertritt zuweilen den Biotit. Oft findet man Chlorit, wie es scheint nicht lediglich als »pathologischer» Gemengteil, sondern auch als Produkt des eigentlichen Gesteinsbildungsprocesses und sehr oft Krystalle oder Körner von Granat, in einigen Varietäten auch Fibrolitnadeln. Magnetit in Krystallkörnen oder als ein ganz feiner Staub ist sehr verbreitet.

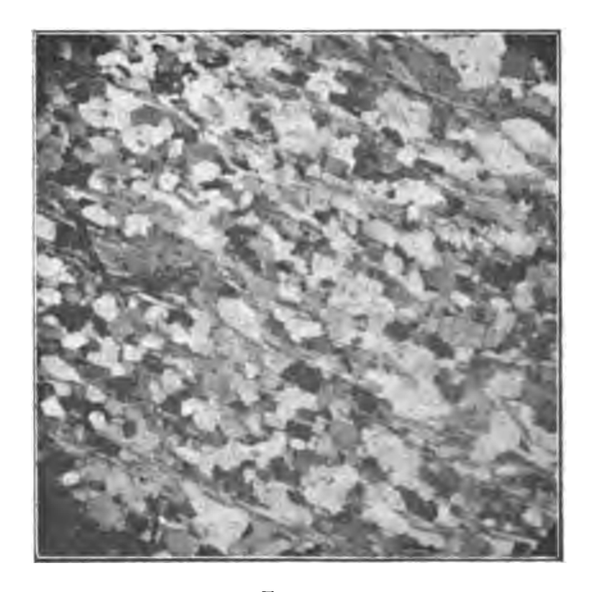


Fig. 85.
Schieferartiger Glimmergneis aus der Gegend S. von Kylämäjärvi in Kuhmois. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Die Struktur dieser Gesteine wird dadurch bedingt, dass die hellen Mineralien eckige oder gerundete hypidiomorphe Körner bilden, während dagegen der Biotit vor-

wiegend als langgezogene Tafeln den Raum zwischen ihnen einnimmt und gewissermaassen allotriomorph auftritt (Fig. 85). An eine strenge Gesetzmässigkeit in diesen Begrenzungsverhältnissen ist natürlich nicht zu denken. Im Gegenteil kommt es sehr häufig vor, dass die verschiedenen Mineralien einander gegenseitig umschliessen. Häufig sind jedoch die Gemengteile wie an einander gereiht, so dass das Aussehen der Dünnschliffe an eine cyklopische Mauer erinnert. (vergl. S. 96). Dieses Bild scheint mir wenigstens die Struktur besser zu veranschaulichen, als die oft angewandte Bezeichnung »Bienenwabenstruktur», denn nur in ganz speciellen Fällen wird die Regelmässigkeit so gross, dass man an den kunstreichen Bau der Bienen erinnert wird. In anderen Fällen hat der Biotit mehr lappige Formen und die Struktur ist dann noch weniger regelmässig.

Die einzelnen Mineralien zeigen meistens keine prägnantere Kataklaserscheinungen. Besonders die unversehrte Beschaffenheit der einzelnen Quarzkörner ist auch hier wie in vielen früher erörterten Fällen auffallend.

An die Stelle des Biotits tritt oft grüne Hornblende und ist zuweilen fast alleinherrschend. Die so entstehenden *Hornblendegneisse*, von welchen man typische Repräsentanten an der Nordgrenze des Schiefergebietes von Suoniemi findet, enthalten neben der stengligen grünen Hornblende mehr oder weniger zahlreiche Körner von Quarz oder auch von einem Plagioklas, der zuweilen recht kalkreich ist. Die Hornblende bildet zuweilen grössere porphyroidische Krystalle (gelegentlich Zwillinge), welche möglicherweise aus der Umwandlung von Augitkrystallen entstanden sind.

Auch unter den Glimmergneissen giebt es Varietäten, in welchen entweder Feldspate oder grössere Biotitblätter porphyroidisch hervortreten.

Die in den *helleren, aderartigen* Teilen dieser Gneisse makroskopisch oft gut hervortretende Granitstruktur ist mikroskopisch wenig deutlich, wie zu erwarten, da diese älteren Granite, auch wo sie in grösseren Massen auftreten, meistens so stark metamorphosirt sind, dass ihre Struktur sich derjenigen eines echten Gneisses nähert (S. 143, vergl. auch S. 138). In vielen, wenn nicht in den meisten Fällen, sind auch die verschiedenen Gemengteile des Gesteins so eng verwoben, dass es sogar nach der eingehendsten petrologischen Untersuchung unmöglich wäre in jedem Einzelfalle zu entscheiden, welche Teile als ursprüngliche Adern oder Gänge, welche als dem sedimentären Schiefer angehörig zu betrachten sind.

In dem Gneissgebiet, welches in Kuhmois N. der grossen Schieferzone liegt, kommen auch Gneisse vor, welche oft keinen deutlichen lagenartigen Wechsel hellerer und dunklerer Partien zeigen, sondern aus einer einförmigen, ausgeprägt schieferigen, »felsitischen» Masse von rötlich grauer Farbe bestehen. Diese Gesteine sind sehr reich an Feldspat und zwar Mikroklin. Hornblende ist auch oft vorhanden. Kataklastische Erscheinungen sind oft recht prägnant in diesen Gneissen, welche oft an äusserst stark metamorphosirte Granite erinnern. Wenn sie als solche zu deuten sind, so wären sie in jedem Falle noch älter als die schon beschriebenen s. g. älteren Granite, da sie mit diesen durch keine Übergänge verbunden sind, wohl aber in die von ihnen durchdrungenen gneissartigen Schiefer übergehen.

Als Gesammtresultat aus der petrologischen Untersuchung der Gesteine der »Gneissformation» geht somit hervor, dass wir auch hier, wie in den früher beschriebenen jüngeren Formationen, die im Norden von ihr anstehen, sowohl mehr oder weniger stark umgewandelte *granitische* (hier auch dioritische und peridotitische) *Tiefengesteine* als auch *Schiefer* antreffen, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit als ursprünglich *sedimentär* betrachtet werden müssen, da sie petrologisch mit den stärker metamorphosirten Varietäten der Tammerfors-Phyllite vollständig übereinstimmen. Nur sind jene Schiefer im Vergleich zu den jüngeren mit Granit viel inniger vermischt und demnach auch viel stärker metamorphosirt und lassen deswegen keine primären Züge mit voller Deutlichkeit mehr erkennen.

Contactverhältnisse zwischen den Tammerforsschiefern und den Gesteinen der liegenden Gneissformation.

Wie aus der eben mitgeteilten Schilderung der Gesteine der im Süden von den Tammerforsschiefern anstehenden »Gneissformation» hervorgeht, sind sie sowohl petrologisch wie im Felde mit einander eng verbunden. Die verschiedenen Granitvarietäten sind durch Übergänge vereinigt und da diese Granite wieder die Glimmerschiefer und schieferartigen Gneisse in unzähligen Gängen und Adern durchdringen, wird dieser ganze Complex dadurch zu einem schwer zertrennbaren Ganzen verwoben.

Wir stehen da vor der Frage: wie verhält sich diese hauptsächlich aus gneissartigen Graniten und Schiefern bestehende Forma-

tion zu den sicher sedimentären »Tammerforsschiefern», deren Beschreibung der Hauptgegenstand der vorliegenden Arbeit ist? Werden auch diese beiden Formationen, die »Schieferformation» und die »Gneissformation», sich an der Grenze auf ähnliche Weise unzertrennlich verwoben zeigen? Oder aber, werden wir zwischen ihnen wenigstens auf einigen Stellen eine deutliche, scharfe Grenzlinie hervortreten sehen, als Anzeichen davon, dass diese petrologisch so verschiedenen und zwar so ungleich stark metamorphosirten Formationen durch eine *Discordanz* getrennt sind?

Diese Frage werden wir jetzt zu beantworten versuchen, in dem wir die Contactlinien der beiden Formationen Schritt für Schritt verfolgen und die hier beobachteten Erscheinungen mit denjenigen vergleichen, welche uns an den schon beschriebenen Granitcontacten entgegengetreten sind. Zwar muss ich hierbei die Geduld des Lesers etwas in Anspruch nehmen. Denn diese Erscheinungen, wie überhaupt alle ursprünglichen Züge der Gesteinsbeschaffenheit oder des Bergbaues in so stark metamorphosirten Formationen, wie die hier vorliegenden, sind selten so prägnant, dass man ein aufgestelltes Problem nach einer einzigen Localität demonstriren und beweisen könnte. Erst die Gesammtheit aller an den Contactlinien gemachten Beobachtungen lässt uns eine befriedigende Erklärung dieser schwierigen Verhältnisse gewinnen.

Beziehungen der Schiefer zu dem älteren, grauen Granit und den damit verbundenen Dioriten.

Nur in den westlichsten Schiefergebieten treten die Schiefer mit dem gleichkörnigen, grauen, gneissartigen Granit in unmittelbare Berührung, der hier in grossen Gebieten ansteht. Der südlichste Teil der Schieferzone von *Kankaanpää* grenzt somit auf einer über 30 Kilometer langen Strecke an diesen Granit, beziehungsweise den damit genetisch verbundenen Diorit. Den unmittelbaren Contact habe ich hier nicht finden können. Das Fehlen von Gängen jeder Art längs dieser Contactlinie ist jedoch sehr auffallend, besonders wenn man damit die Verhältnisse an der Grenze zwischen derselben Schieferzone und dem im N.O. davon anstehenden jüngeren Granit vergleicht, wo die intrusiven Erscheinungen in so prägnanter Form auftreten (vergl. S. 127).

Wie aus der Karte hervorgeht, tritt auch die Schieferzone von

Nord-Lavia, im Norden an beiden Seiten, im Süden an der Ostgrenze mit demselben Granit in Berührung. Den Contact beider Gesteine habe ich jedoch nur bei *Ruokoski* (N. von Seppä) beobachtet. In der unmittelbaren Nähe des Contactes wird der Granit schieferig und zeigt sich mikroskopisch als förmlich zerrieben. Er enthält schmale Einlagerungen von einem schieferähnlichen Gestein, und auch in dem Schiefer findet man in der Nähe des Contactes Schmitzen von granitischen Mineralien. Auf einer Entfernung von anderthalb Metern von der Contactlinie zeigen jedoch beide Gesteine eine völlig typische Beschaffenheit. Es giebt nichts, was beweisen würde, dass die Mischungszone durch Eindringen von Granit im Magmazustande entstanden wäre, sondern die Verhältnisse scheinen am ehesten darauf hinzudeuten, dass diese verschiedenen Gesteine bei Faltungsbewegungen in starrem und zwar stark zerriebenem Zustande mit einander vermischt wurden.

Während nun die Verhältnisse hier in keiner Richtung völlig beweiskräftig sind, findet man sehr interessante und die Altersfrage beleuchtende Contacte im Schiefergebiet von *Lavia—Suodeniemi*. Wie aus der Karte ersichtlich, steht hier grauer Granit sowohl an der Südwestgrenze wie auch an dem grössten Teil der Nordgrenze an, und auch von Osten her schiebt sich eine schmale Zone von demselben Granit in das Schiefergebiet hinein. Dieser Granit unterscheidet sich durch seine graue Farbe und seinen gneissartigen Charakter scharf von dem porphyrartigen und fast vollständig massigen, in der Farbe rötlichen, jüngeren Granit, welcher im N.O. der Kirche Lavia ein grosses Massiv bildet und welcher sowohl die Schiefer (vergl. S. 134) wie auch den grauen Granit überall eruptiv durchdringt und von ihnen zahlreiche Einschlüsse führt.

Der unmittelbare Contact zwischen dem grauen Granit und den Schiefern von Lavia lässt sich am Nordostufer des kleinen Sees *Naarajärvi*, der an der genannten Kirche liegt, ausgezeichnet beobachten. Der ziemlich massige, aber sonst sehr typische graue Granit bildet hier mehrere Felsen, im S.W. von welchen die Schieferzone sich dem Thal des Naarajärvi entlang in N.W.-licher Richtung hinzieht. Sie hat hier nur eine Breite von etwa 400 m. Auf der S.W.-Seite derselben steht der gneissartige Schiefer an, den wir mit dem Namen Lavialit bezeichnet haben.

Der im S.O. des Kleinbauerngutes *Ojanen* am Seeufer liegende Fels besteht im N.O. aus Granit, im S.W. aus Schiefer, welcher hier den Habitus eines Glimmerschiefers besitzt. Derselbe Schiefer steht

auch in einem kleineren Felsen im Norden von dem grossen und O. von Ojanen an (siehe die Situationsskizze Fig. 86).

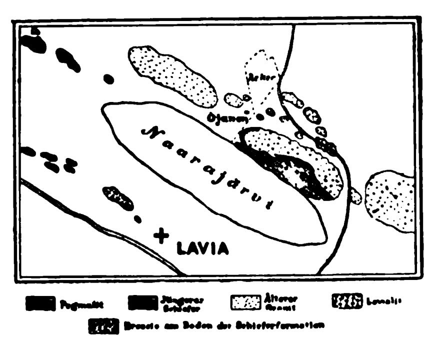


Fig. 86.
Situationsskizze der Contactfelsen am Naarajärvi in Lavia. Maassstab 1 : 40,000.

Zwischen dieser Stelle und der Hauptmasse des Schiefers findet man längs dem N.W.-Rande des Granitfelsens überall kleinere Schieferpartien, welche parallel diesem Rande liegen, woraus ersichtlich wird, dass der Contact zwischen beiden Gesteinen sich wie es Fig. 87 veranschaulicht in einem Bogen diesem Rande entlang zieht. Die Einbuchtung der sonst gerade verlaufenden Contactlinie erklärt sich leicht durch eine Faltenbildung, bei welcher der Schiefer sättelförmig über die Grani partie gebogen worden ist. Die Schichtung des Schiefers verläuft hier, wie überall in der Nähe, senkrecht.

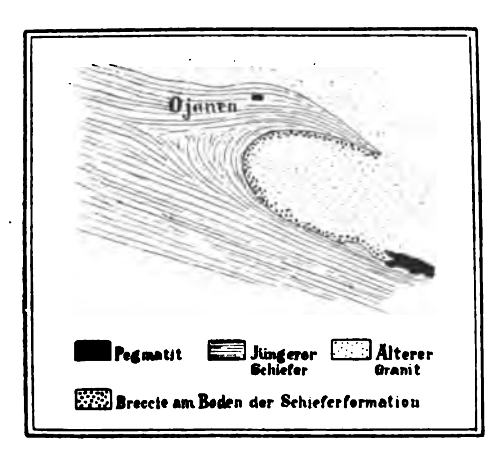


Fig. 87.
Schematische Darstellung der Contactverhältnisse des Schiefers und des Granites bei Ojanen in Lavia. Maassstab 1 : 12,000.

Im östlicheren Teil des Felsens ist ein jüngerer Pegmatit an dem Contact eingedrungen. Im N.W. kann man dagegen den unmittelbaren Contact beobachten, und man konstatiert hier, dass der Granit in der Nähe desselben in eigentümlicher Weise verändert worden ist. Schon auf einer Entfernung von 3—4 m von dem Contact ist er reicher als sonst an Biotit und dunkelgrüner Hornblende und ist deshalb viel dunkler als gewöhnlich und enthält auch reichlich Granat. Diese dunklen Mineralien sind aber nicht gleichmässig verteilt, sondern das Gestein ist ausgeprägt *fleckig*. Noch näher am Contact geht dieser fleckige Granit allmählich in eine deutliche *Breccie* über, welche aus scharfeckigen Fragmenten von sehr hornblende- und granatreichem Gestein besteht, die von einer quarzreicheren, Granat und Hornblende in spärlicherer Menge enthaltenden Masse verkittet wird. Siehe Tafel III.

welche dieses Gestein abbildet. In der unmittelbaren Nähe des Contactes gegen den Schiefer werden die Fragmente heller, wobei ihre granitische Beschaffenheit besser hervortritt, und zugleich etwas gerundet, so dass die Breccie hier einen *conglomerähnlichen Charakter* annimmt. Auf diese Breccienbildung folgt nun unmittelbar der Schiefer, in welchem man trotz der jetzt fast gneissähnlichen Struktur noch eine unzweifelhafte und zwar wie gewöhnlich senkrecht stehende Schichtung wahrnimmt.

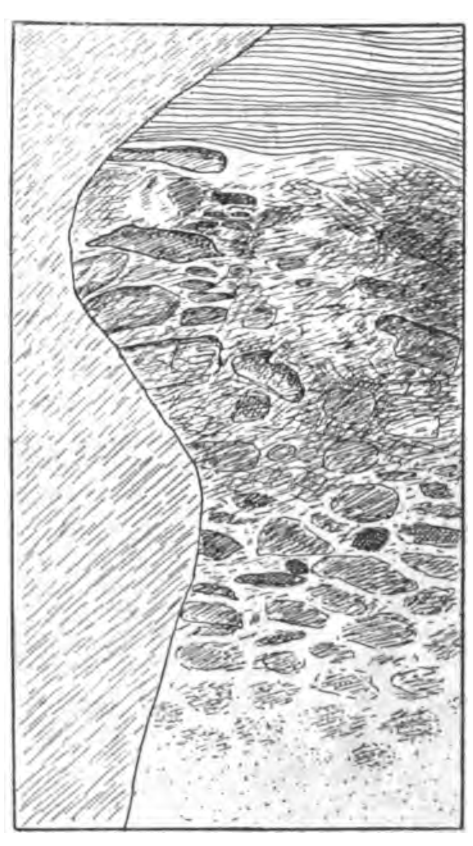


Fig. 88.
Contact zwischen dem Schiefer von Lavia und dem grauen, gneissartigen Granit, welcher in der Nähe des Contactes zuerst in eine breccienartige, dann in eine conglomeratartige Bildung übergeht. Links eine gangförmige Schiefepartie. $^1/_{10}$ der nat. Gr.

An der Stelle, welche Fig. 88 wiedergiebt und welche am S.W.-Rande des Felsens liegt, werden die beiden mit einander in Berührung tretenden Gesteine von einer Gangbildung durchschnitten, deren Material ein Schiefer ohne erkennbare Schichtung bildet. Es ist einer der »Sedimentgänge», von welchen wir schon früher mehrere Beispiele kennen gelernt haben. Die Figur, welche nur z. T. nach einer Photographie gezeichnet worden ist, ist zum anderen Teil ziemlich stark schematisirt, so dass der Übergang zwischen dem unverwandelten Granit und dem breccienartigen Gestein, welches unmittelbar am Contact vorkommt, etwas verkürzt erscheint. In der Natur geht derselbe meistens nicht so schnell vor sich, sondern die ganze Zone hat eine Breite von 3—4 Meter.

Diese Verhältnisse scheinen mir nur eine Deutung zuzulassen. Der Granit, welcher in der Berührung mit dem sedimentären Schiefer ihn niemals durchdringt, sondern in der Nähe des Contactes in eine Breccie übergeht, *bildete hier die Unterlage, auf welcher sich die Sedimentformation ablagerte*, aus deren Umwandlung der Schiefer ent-

standen ist, und *war in seinen oberen Teilen stark zersprungen* und von eisen-, kalk- und magnesiareichen Mineralien erfüllt, wie es bei von der *Verwitterung* angegriffenen Granitfelsen häufig geschieht. Es ist somit ein gewissermaassen in Situ gebliebenener *archäischer Verwitterungsgruss*, den wir hier beobachten.

Bei der starken Metamorphose, welche alle die verschiedenen Bildungen dieser Gegend erlitten haben, ist natürlich auch diese Bildung umgewandelt worden, und zeigt daher wie überhaupt die Gesteine gleichen Alters eine durchaus krystallinische Beschaffenheit und zwar eine fast *gneissartige Struktur*. Mikroskopisch zeigt es sich, dass der Feldspat hauptsächlich aus Mikroklin besteht. Die grösseren Individuen sind von Neubildungen so stark durchwachsen, dass man ihre Umrisse kaum erkennen kann. Daneben sind kleinere Körner von demselben Mineral und von Quarz reichlich vorhanden. Der Biotit besitzt lappige, die Hornblende stenglige oder strahlige Formen, und auch für die übrigen Mineralien ist die Unregelmässigkeit der Formenbegrenzung und für das ganze Gestein das unkrautartige Durcheinanderwachsen der Gemengteile charakteristisch (Fig. 89). Auch die kleinen Granate, die sonst bessere Krystallbegrenzung zeigen, umschliessen zahlreiche Körner der übrigen Gemengteile, darunter auch Körnchen von Titanit und ziemlich spärlichem Magnetit.

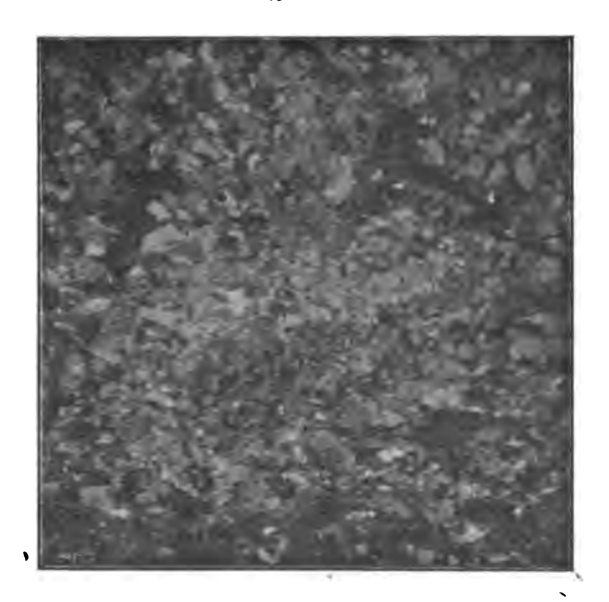


Fig. 89.
Breccie von Naarajärvi in Lavia. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Ein Verwitterungsgruss von archäischem Alter und in der Gestalt eines Hornblendegneisses! Dieses mag wohl seltsam vorkommen. Wir können aber auf die vielen ähnlichen und kaum weniger eigentümlichen Bildungen derselben Gegenden und besonders auf das seiner Struktur nach ziemlich analoge Gneissconglomerat von Suodeniemi hinweisen. Auch hoffe ich, dass Jedermann, der an Ort und Stelle

diese Bildung besieht [1], es zugeben wird, dass für die hier gegebene Deutung ganz zwingende Gründe vorliegen.

Auch an anderen Stellen in derselben Gegend findet man an der Grenze zwischen dem Schiefer und dem Granit ein Gestein, welches reich an Granaten ist und sonst von dem normalen Bestande abweicht. So an der Landstrasse im Osten vom Südende des Lavianjärvi, wo der Granit von einem dioritartigen Gestein vertreten wird, und am Nordufer des Sees Mouhijärvi, wo man in der Nähe des Contactes von Schiefer und Granit einen Fels aus dunklem granatreichem Hornblendegneiss findet. Dieser ist zwar durch einen kleinen Schieferfelsen, derselbe welcher die in Fig. 57 abgebildete discordante Schichtung zeigt, von der Hauptmasse des Granites getrennt, dürfte aber auch hier wie auf der Contactstelle von Laviajärvi mit diesem genetisch zusammenhängen, obgleich er bei einer Faltenbildung in den Schiefer eingewickelt worden ist.

Auch der Granit, welcher die schmale bis an die Kirche Suodeniemi reichende Zone mitten in demselben Schiefergebiet bildet, hat eine Beschaffenheit, welche stellenweise so stark verändert worden ist, dass man ihn nur mit Schwierigkeit als einen Granit erkennen kann. Er wird nämlich äusserst deutlich schieferig, oft, wie z. B. im Felsen bei der Kirche, in einem solchen Grade, dass er einem Schiefer ähnelt. Mikroskopisch zeigt das Gestein auch einen überwiegenden Schiefercharakter, indem es aus parallel angeordneten Biotitblättchen und Hornblendestengeln und kleinen Feldspat- und Quarzkörnern zusammengesetzt wird. Spuren von dem einstmaligen Vorkommen grösserer Feldspate sind vielleicht die Anhäufungen von Feldspatkörnern, die man hier und da beobachtet. Gegen S.O. hin geht jedoch dieses schiefer-, beziehungsweise gneissartige Gestein allmählich in den typischen, grauen Gneissgranit über. Übrigens habe ich auf einer Stelle in dem Schiefer von Suodeniemi vereinzelte, aber ganz deutliche und wohlgerundete Gerölle beobachtet, die aus einem ganz ähnlichen, stark schieferigen Granit bestehen.

Die Gründe für die Annahme, dass die grauen, gneissartigen Granite und die mit ihnen genetisch verbundenen Diorite und Peridotite älter als die Tammerforsschiefer sind, sind somit die folgenden:

1:o das *Fehlen von Gängen* oder Intrusionen jeder Art an dem Contact gegen die Schiefer, während diese Erscheinungen an der

[1] Man entferne sorgfältig, wenn nötig durch Schürfung mit Feuer, die Flechtenbedeckung, welche auch wenn sie ganz dünn ist die Struktur stark verschleiert.

Grenze dieser Granite gegen die älteren Schiefer in so prägnanter Form auftreten;

2:o das Auftreten von eigentümlich veränderten Granitmodifikationen an der Grenze gegen die Schiefer, in ihrer typischsten Form als eine *Bodenbreccie* ausgebildet.

3:o Weiter findet man, wie schon früher (S. 26) erwähnt worden ist, in den Conglomeraten am Näsijärvi unter den *Geröllen* solche, die aus einem *Quarzdiorit* bestehen, welcher seiner Primärbeschaffenheit nach mit den Quarzdioriten übereinstimmt, die in Kalvola in unzweifelhaftem genetischem Verbande mit dem grauen gneissartigen Granit anstehen.

4:o Während nun diese Gerölle durch ihre Lage in dem nachgiebigen Schiefer gegen eine stärkere Metamorphose geschützt worden sind, sind die in grösseren Massen in dem Liegenden der Schieferformationen anstehenden granitischen Gesteine stets *äusserst stark mechanisch und chemisch metamorphosirt* worden. Diese *gneissartigen* älteren Granite unterscheiden sich somit ihrem Habitus nach von den weit *schwächer metamorphosirten* jüngeren Graniten. Auch diese Verschiedenheit, was den Grad der Metamorphose anbetrifft, liefert somit einen Grund für die Annahme, dass ein sehr bedeutender Zeitraum, während dessen die Ablagerung der sedimentären Schieferformation und ihre Aufrichtung zu senkrechter Lage vorsichging, das Hervordringen der beiden Granite trennte.

Beziehungen der Schiefer zu dem grauen porphyrartigen Granit.

Auf einem sehr grossen Teil der Contactlinie treten die Tammerforsschiefer mit dem stark gepressten grauen porphyrartigen Granit in Berührung, welcher in der Gegend der Stadt Tammerfors eine Anzahl langgezogener Gebiete bildet, deren Längesausdehnung in O.—W, also parallel der Schieferzone verläuft. Diese Granitzone beginnt in Karkku, im Westen von der südwestlichsten Spitze der Schieferzone von Suoniemi. Am Ostrande derselben beginnt sie wieder, wird aber bald von neuem an der Westgrenze des grossen Schiefergebietes von Tammerfors quer abgebrochen. Die beiden letzterwähnten Grenzen verlaufen ganz quer gegen die Längesausdehnung des Granitgebietes (vergl. die Karte). In der Fortsetzung derselben Richtung findet man nun am Ostufer des Näsijärvi-Sees wieder denselben porphyrartigen Granit, anfangs als eine nur einige Hundert Meter breite Zone, dann als ein grösseres Gebiet an der Südseite der Schiefergebiete von Teisko und

Orivesi. Endlich trifft man denselben Granit noch an der *Nordseite* derselben Schieferzone in Kuhmois am Ostufer des Päijänne-Sees an.

Die sehr gleichartige, charakteristische Beschaffenheit des Gesteins in allen diesen Gebieten, ihre gemeinschaftliche Längenausdehnung und ihr Auftreten längs dem Contact gegen die Schiefer und gleiches Verhalten zu diesen lassen sie als abgeschnürte Teile derselben Lagergranitmasse erscheinen (vergl. die Karte). Da nun diese Granitmassen an den beiden Seiten der Schieferzone vorkommen und die Grenze gegen diese Schiefer oft quer gegen die Lagerung verläuft, so würde man, wenn der Granit jünger als die Schiefer wäre, erwarten, hier dieselben Intrusivcontacte wie an der Berührung zwischen den Schiefern und dem jüngeren im Norden davon anstehenden Granit zu finden. Ein detaillirtes Studium dieser Contacte lehrt uns aber hier ganz andere Erscheinungen kennen.

Zwar ist auf vielen Stellen die Grenze zwischen diesen Gesteinsmassen durch eine Thalkluft bezeichnet. Bei genauem Suchen findet man jedoch hier und da Felsen, in welchen der unmittelbare Contact beider Formationen zu sehen ist, und unter diesen Contactstellen giebt es einige, bei welchen die Verhältnisse ganz klar und überzeugend zu sein scheinen. Diese Stellen liegen in der schwer durchdringlichen Wildnis an den Grenzen zwischen Kangasala, Teisko und Orivesi, im Osten vom kleinen See Paalijärvi.[1]

Hier steht im Norden Schiefer und im Süden davon porphyrartiger Granit in einer Menge meistens kleiner und niedriger Felsen an, die von feuchten Torfmooren umgeben werden. Folgt man der c. 2 Kilometer langen, in O.—W. verlaufenden Grenzlinie, so findet man Stellen, wo der unmittelbare Contact zwischen dem Schiefer und dem Granit sich auf einer Strecke von mehreren Metern beobachten lässt. In den glacialerodirten, ganz frischen, horizontalen Oberflächen der Felsen lassen sich ihre gegenseitigen Beziehungen sehr gut studiren. *Nirgends durchdringt der Granit den Schiefer in der Art eines jüngeren Eruptivgesteins.* Die Grenzlinie beider Gesteine hat einen sanft wellig gebogenen Verlauf und die Schichtung des Schiefers, die oft sehr gut hervortritt, *zeigt einen deutlichen Einfluss der Gestaltung der Grenzfläche.* Siehe Fig. 90, welche einen Teil des Contactes nach Photo-

[1] Diese wichtige, aber leider sehr schwer zugängliche Stelle lässt sich auf zwei Wegen erreichen. Entweder folgt man dem Pfad, welcher von dem Eisenbahnhaltpunkt Siitamaa nach Paalijärvi führt, oder auch fährt man mit dem Dampfboot von Tammerfors nach Paarlahti (Viitapohja) und geht von dort nach Hanhilahti, wo man einen Führer nach Paalijärvi nehmen muss.

graphie wiedergiebt. Meistens *verändert sich nichts in der Beschaffenheit des Schiefers,* wenn er näher an den Granit kommt, sondern noch in der unmittelbaren Berührung mit diesem zeigt er ganz dieselbe Zusammensetzung und Struktur wie weiter von dem Contacte. *Auch der Granit zeigt keinerlei endogene Contacterscheinungen,*



Fig. 90.
Contact zwischen Phyllit mit deutlich erhaltener Schichtung und seinem aus porphyrartigem Granit bestehenden Liegenden. Horizontaler Fels O. von Paalijärvi in Kangasala. $^1/_5$ der nat. Grösse.

sondern dasselbe grob porphyrartige Gestein setzt sich bis an die Contactfläche fort, was jedoch unwahrscheinlich wäre, wenn es eine später eingedrungene Eruptivmasse wäre. Zwar giebt es Stellen, wo der Granit zunächst dem Contacte etwas reicher an Muscovit ist und wie gebleicht aussieht. Dieses lässt sich ja aber leicht entweder durch eine ursprüngliche, vielleicht von der Verwitterung herrührende Veränderung der Oberfläche des Granitfelsens oder auch durch eine spätere Veränderung bei der regionalen Metamorphose erklären.

An einigen Stellen kann man beobachten, *dass die Ecken der porphyrischen Feldspatkrystalle des Granits in den Schiefer hineinragen.* An solchen Stellen, sowie überhaupt wo die Grenzlinie in kleinem Maassstabe scharf verlaufende Einbuchtungen oder Aussprünge zeigt, *richtet sich die Parallelstruktur des Schiefers auch im einzelnen nach den Unregelmässigkeiten der Grenzlinie,* so dass sich die Glimmerlamellen im Schiefer um diese Feldspatecken biegen. Siehe Fig. 91. Die Einbuchtungen der Grenzlinie sind somit später entstanden, als der Schiefer seine jetzige krystallinische Beschaffenheit erhielt, und sind auf Bewegungen in festem Zustande zurückzuführen.

Gelegentlich zeigt der Granit am Contact grössere, eigentümlich gestaltete Vorsprünge, welche wahrscheinlich schon ursprünglich als Erhabenheiten auf der Oberfläche des Granitfelsens existirten. Derjenige Teil des Schiefers, welcher in den Einbuchtungen an der Südseite von diesen Vorsprüngen, also ursprünglich *unter* ihnen lag, zeigt eine weniger deutliche Schichtung als sonst und enthält gröbere Teile, die wie Granitgruss aussehen. Diese Partien des Schiefers sind aber keineswegs krystallinischer als die übrigen und sind ebenfalls gegen den Granit scharf begrenzt.

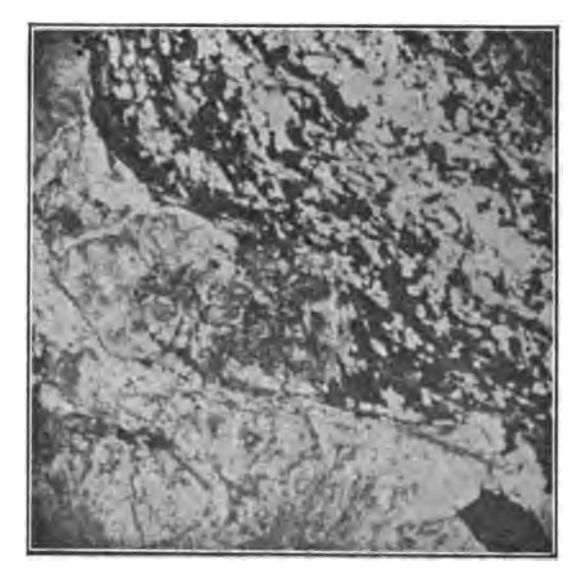


Fig. 91.
Contact zwischen porphyrartigem Granit (links unten) und Schiefer (rechts oben), in welchem die Glimmerlamellen nach den Unebenheiten der Grenzfläche gebogen sind. O. von Paalijärvi in Kangasala. Gewöhnl. Licht. Vergr. 18.

Nun hat ein günstiger Zufall gefügt, dass man hier, ausser den eben beschriebenen Contacten, welche sich so deutlich als diejenigen eines sedimentären Schiefers und seiner einstmaligen Unterlage bekünden, auch den Contact zwischen demselben Schiefer und einem ihn durchdringenden *jüngeren Granit* beobachten kann. Es giebt nämlich hier schmälere nnd breitere Gänge eines weisslichen Granites, welcher meistens muscovitreich ist und zum Teil in grobkörnigen Pegmatit übergeht. Er bildet auch bei Kutemajärvi und an anderen Stellen der Contactlinie kleine Massive und stimmt in einigen Varietäten vollständig mit den S. 116 beschriebenen, hellen Varietäten der jüngeren Granite überein. Er ist wie diese reich an Mikroklin, arm an dunklen Mineralien und zeigt besonders im Vergleich zum älteren porphyrartigen Granit eine von sekundären Einwirkungen nur wenig beeinflusste granitische Primärstruktur.

Die an den Contactstellen von Paalijärvi vorkommenden Gänge von diesem Granit verlaufen z. T. fast parallel der Schieferschichten, z. T. quer darüber (Fig. 92) und *einige dieser Gängc durchschneiden*

auch quer die Grenze von Schiefer und porphyrartigem Granit, beide ebenso deutlich in der Art eines jüngeren Eruptivgesteins durchdringend (Fig. 93).



Fig. 92.
Phyllit mit deutlich erhaltener Schichtung, von einer Ader von jüngerem Granit durchsetzt. Horizontaler Fels zwischen Paalijärvi und Kutemajärvi, Kangasala.
$^1/_9$ der nat. Gr.

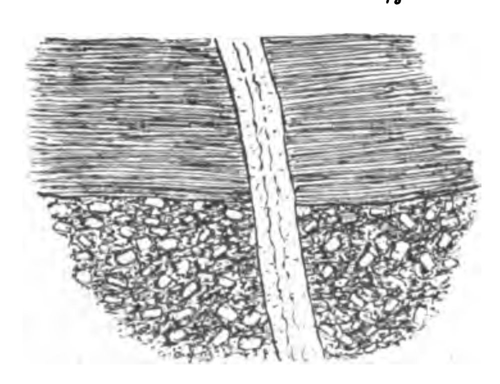


Fig. 93.
Porphyrartiger Granit und Phyllit, an der Grenze von einer Pegmatitader durchquert. Zwischen Paalijärvi und Kutemajärvi, Kangasala.
C. $^1/_{10}$ der nat. Gr.

Der Gegensatz zwischen dem Verhalten dieses jüngeren Granits und demjenigen des älteren gegenüber dem Schiefer ist so gross wie man es nur wünschen kann, und bekräftigt noch mehr die Annahme, dass der porphyrartige Granit älter als der Schiefer sei.

Während nun die Verhältnisse an diesen Contacten klar und überzeugend sind, giebt es andere, wo sie keineswegs eben so unzweideutig sind. Ehe ich nun zur Beschreibung der

am schwierigsten zu deutenden Contacterscheinungen übergehe, muss ich hier die Schilderung der Contacte des kleinen Schiefergebietes von *Suoniemi* mitteilen, weil sie wichtige Andeutungen zur Erklärung dieser schwierigsten Rätsel geben.

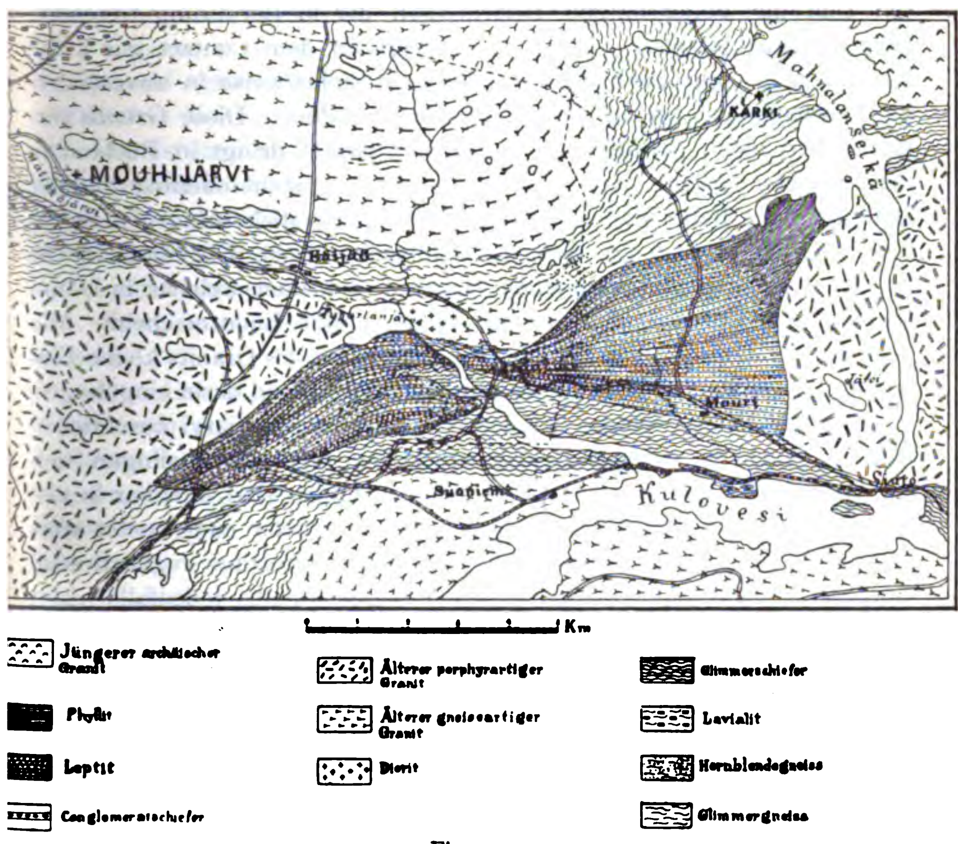


Fig. 94.
Das Schiefergebiet von Suoniemi und seine nächste Umgebung.

An der Westgrenze des Schiefergebietes von Suoniemi (siehe die nebenstehende Kartenskizze in Fig. 94), habe ich den direkten Contact zwischen Schiefer und porphyrartigem Granit nicht gefunden. Thalkluften trennen überall die beiden Formationen von einander. Dagegen findet man an der Ostgrenze desselben Schiefergebietes sehr einleuchtende Contactverhältnisse in der Gegend S. von Mahnalanselkä, wo die Grenze in N.—S., zuweilen fast quer gegen das Streichen der Schiefer verläuft. Etwa 2 Kilometer im Süden vom genannten See und ebenso weit im N.W von der Kleinbauernhütte *Järvi* liegt mitten in der Wild-

nis ein steiler Fels, welcher grösstenteils aus Phyllit besteht. An dem östlichsten Abhang findet man aber Granit, welcher auch O. davon mehrere Felsen bildet. Die Grenze durchschneidet in vertikaler Richtung den östlichen Abhang, und besonders am Gipfel des Felsens lassen sich die gegenseitigen Beziehungen der in Berührung tretenden Gesteine gut studiren. Der Granit zeigt an dem Contact gar keine Veränderung, und auch der Schiefer geht stellenweise in unveränderter Beschaffenheit bis an die scheidende Grenzlinie. Diese Grenze verläuft aber nicht geradlinig, sondern der Granit dringt in Buchten in den Schiefer hinein. Jede solche Einbuchtung steht offenbar mit der Bildung einer Falte in Verbindung, und die Parallelstruktur des Schiefers biegt sich genau um diese Granitprotuberanzen. Die Contactfläche ist oft von einem glimmerreichen Harnisch bekleidet, welcher in Dünnschliffen von Contactstufen als eine breite dunkle Linie erscheint. Wo man an der Grenze zwischen den Gemengteilen des Granits kleine Einbuchtungen sieht, ist auch dieser glimmerreiche Rand darin eingebogen, in ähnlicher Weise, wie es bei dem Contact von Paalijärvi beschrieben wurde. Auch die eckigen Feldspatstückchen, die man an einigen Stellen im Schiefer in der Nähe des Contactes findet, sind offenbar in vielen Fällen bei Faltungsbewegungen in den Schiefer eingeknetet worden. Zum Teil ist vielleicht auch der Feldspat bei den regionalmetamorphen Umsetzungen in den Schiefer eingewandert. Jedenfalls findet man hier nicht die gewöhnlichen Erscheinungen, welche an Contacten zwischen Schiefern und relativ jüngeren Graniten auftreten: keine Granitisation, keine der Gänge, die man z. B. bei dem Contact zwischen demselben Granit und dem älteren Schiefer bei Kulju beobachtet, sondern entweder eine reine Grenze oder auch ein Durcheinandergeknetetsein in festem und zwar z. T. stark zerriebenem Zustande.

Im Norden von dieser Stelle beobachtet man den Schiefer und den Granit oft in einer Entfernung von einigen Metern von einander; nirgends findet man aber Gänge oder sonstige Erscheinungen, welche an den Contacten zwischen sedimentären Schiefern und später eingedrungenen Graniten aufzutreten pflegen.

Wenn nun somit nichts der Annahme widerspricht, dass der Granit schon vor der Bildung des Schiefers als feste Masse existirte und dass beide Gesteine bei der Aufrichtung der Schiefer, zwar nur in kleinem Maassstabe, in einander geknetet wurden, so giebt es anderseits keine ganz positive Beweise dafür, dass wir hier die *ursprünglichen* Contacte zwischen dem Schiefer und seiner Unterlage beobachten. Es wäre wohl *möglich,* dass eben diese Contacte *sekundär* bei einer Verwer-

fung enstanden seien. Die quer gegen die Parallelstruktur des Schiefers verlaufende Grenze scheint für eine solche Annahme zu sprechen. Da aber solche Grenzen auch auf anderen Stellen, wo diese Deutung nicht möglich erscheint, vorkommen, halte ich jedoch die Annahme für wahrscheinlicher, dass die Contacte auch hier primärer Herkunft sind.

Kehren wir nun wieder an das grosse Schiefergebiet der Näsijärvigegend zurück. W. von dem genannten See habe ich den unmittelbaren Contact der betreffenden Formationen vergebens gesucht. Am Ostufer fand ich dagegen mehrere Contactstellen, welche mit den eben geschilderten eine recht grosse Analogie zeigen. In der Nähe des Busens *Aittolahti* bildet der Granit nur eine schmale Zone zwischen den Schiefern und den im Süden von ihnen anstehenden stark gefalteten, glimmerreichen Adergneissen, in welchen auch die Granitadern und -linsen zum grossen Teil aus diesem porphyrartigen Granit bestehen.

Der Granit dieser schmalen Zone sieht hier zum grossen Teil gleichkörnig aus, enthält relativ reichlich Muscovit und besitzt eine ausgeprägte Parallelstruktur. U. d. M. erkennt man, dass das Gestein einer äusserst starken Kataklase ausgesetzt worden ist. Die grösseren Feldspatkrystalle sind dabei zerdrückt worden und das Gestein übrigens förmlich zerrieben. Stellenweise tritt jedoch der Gesteinscharakter noch deutlich genug hervor, und im Osten geht dieses Gestein allmählich in den typischen porphyrartigen Granit über.

Die Schieferformation ist hier wieder meistens durch eine Thalkluft von den im Süden anstehenden Formationen getrennt. Der petrologische Contrast zwischen den überaus stark gefalteten gneissartigen Schiefern und den geradschieferigen, fast thonschieferartigen, schwarzen Phylliten im Norden ist schon sehr auffallend und bezeugt, dass wenigstens diese beiden Schieferformationen, wie wir im folgenden ausführlicher darthun werden, von einer Discordanz getrennt sind. Dabei ist es aber auch sehr auffallend, dass die Gänge und Linsen von porphyrartigem Granit, von denen die gneissartigen Schiefer strotzen, plötzlich aufhören, wenn man an die Schieferformation gelangt.

Nur auf vereinzelten Stellen findet man in der Nähe der Contactlinie auch in dem Phyllit Partien von mehr oder weniger stark mechanisch verändertem, aber doch gut erkenntlichem porphyrartigem Granit. So z. B. bei der Wassermühle N. von *Laajalahti*, wo der Granit z. T. linsenartige, gegen den Schiefer scharf begrenzte Einlagerungen, auf einer Stelle aber auch ein quer gegen die Durchschieferung abgebro-

chenes Fragment bildet. Dieses konnte nur als feste Masse in den Schiefer gelangen.

Eine Strecke weiter Nordwärts von den Felsen, wo solche Einschlüsse von Granit vorkommen, findet sich eine Zone, wo der Schiefer zahlreiche Quarzadern enthält, die vielleicht durch dieselben Störungen gebildet wurden.

In der Nähe von *Palo* in Messuby findet man einen anderen Contactfelsen, in welchem der stark gefaltete Schiefer Granitpartien enthält, die offenbar bei diesen Faltungsbewegungen dahineingeknetet wurden. Harnischartige, von Biotit bekleidete Flächen trennen auch hier die beiden Gesteine von einander.

Zwischen diesen Contactstellen und Paalijärvi habe ich wieder nirgends den unmittelbaren Contact finden können. Gänge von Pegmatit kommen an mehreren Stellen der Contactlinie vor.

Im Osten von Paalijärvi und zwar besonders zwischen dem See Kutemajärvi und Pappilanselkä kann man wieder die Contactverhältnisse gut studiren. Sie sind aber sehr verwickelt und schwer zu deuten, so dass man hier vielleicht den schwierigsten Problemen der ganzen untersuchten Gegend begegnet. Im Osten von Kutemajärvi kann man auf einer Strecke von mehreren Kilometern *keine scharfe Grenzlinie* finden, sondern an der Grenze findet man in demselben Felsen bald Phyllit, bald porphyrartigen, bald endlich gleichkörnigen Granit, und die Beziehungen dieser Gesteine erscheinen sehr unklar. Im bewaldeten Terrain ist es auch schwierig gute Aufschlüsse zu finden. Glücklicherweise werden aber Felsen, welche auch von demselben Gemisch der drei Gesteine bestehen, von der Eisenbahn W. von dem Bauernhof Karppi durchschnitten. Hier lassen sich ihre gegenseitigen Beziehungen in den Sprengungen sehr gut studiren und wir werden jetzt versuchen, diese verwickelte Verhältnissen wenn möglich zu erklären. [1]

---

[1] Bei der Excursion der Teilnehmer des geologischen Congresses in S:t Petersburg im Sommer 1897 wurde ich durch eine Änderung des Programmes gezwungen, diese Stelle vorzuweisen, obgleich ich wie ich mehrmals hervorgehoben habe auf dieselbe keine positiven Schlussfolgerungen gegründet habe (vergl. Fennia 8, N:o 4, S. 53 und besonders Fennia 12, N:o 3. S. 17: »Jag har ej heller på denna skärning grundat några som helst positiva slutsatser.») und somit diese Stelle eigentlich eher als Beispiel der Schwierigkeiten, die dem Geologen bei der Deutung der Geotektonik des Grundgebirges entgegentreten, denn als ein Gelenk der Beweisführungskette gelten konnte. Da es mir dabei unmöglich war, die anderen Contactstellen, auf welche ich meine Schlussfolgerungen gebaut hatte, vorzuzeigen, bin ich jetzt genötigt, meine Beobachtungen und Versuch sie zu deuten etwas ausführlicher, als ich es sonst gethan hätte, darzulegen. Da aber jeder Geologe mit Recht mehr Gewicht auf diejenigen Beobachtungen legen muss, die er selbst gemacht, als darauf, was ihm nur erzählt wird,

In den westlichen dieser Einschnitte kommt ein Gemisch von Schiefer und breiteren und schmäleren, lagergangähnlichen Massen von porphyrartigem Granit vor. Westlicher trifft man dagegen nebst Schiefer einen hellgrauen gleichkörnigen Granit, welcher hier den Schiefer in zahlreichen Gängen durchdringt. Er enthält auch zerfetzte Einschlüsse von schwarzem Schiefer, an deren Grenze der Granit einen quarzreichen Rand von ganz schneeweisser Farbe zeigt und zugleich *Turmalinnadeln* in reichlicher Menge enthält. Auch auf anderen Stellen enthält der Granit Turmalin als Ausfüllung schmaler Adern, an deren Grenzen das Gestein auf einer Entfernung von 2 cm in ähnlicher Weise gebleicht worden ist, in dem der Biotit vollständig verschwunden und auch der Feldspat z. T. durch Quarz ersetzt worden ist, in welchem eine Menge kleiner Interpositionen eine Andeutung der ursprünglichen Contouren der Feldspate giebt. Es ist ein sehr schönes Beispiel pneutamotolytischer Einwirkungen. Dieser Granit hat fast dieselbe Farbe wie der porphyrartige Granit, und da er auch von diesem Einschlüsse führt, welche ziemlich unscharf gegen ihn begrenzt sind, könnte man geneigt sein, sie als verschiedene Strukturvarietäten derselben Magmamasse zu deuten.[1] Gegen eine solche Deutung sprechen aber viele Thatsachen auf die entschiedenste Weise. Der gleichkörnige Granit ist seiner Zusammensetzung und mikroskopischer Struktur nach von dem porphyrartigen völlig verschieden. Dieser zeigt wie alle mit ihm genetisch verbundenen Granite äusserst *starke Kataklaserscheinungen* und sonstige metamorphe Einwirkungen, während jener vollständig mit den S. 116 beschriebenen, in dem grossen Gebiet jüngeren Granites vorkommenden, relativ *schwach metamorphosirten* grauen Graniten übereinstimmt, und wie diese hauptsächlich aus Mikroklin mit schöner Gitterstruktur und zwischenliegenden Quarzpartien besteht, deren äussere Begrenzung trotz der Zerteilung in verschiedene Felder noch gut erhalten ist. Biotit ist in relativ spärlicher Menge vorhanden, was die helle Farbe bedingt, Muscovit in der Regel anwesend. Das Gestein ist auch makroskopisch ganz massig, und es ist deswegen

---

so kann ich eigentlich nicht hoffen, dadurch das Unrecht, das ich gegen die von mir selbst vertretene Ansicht gethan, wieder gut zu machen. Vielleicht wird es mir aber in Zukunft vergönnt sein, nochmals und dann vollständiger diese Contacte verehrten Collegen vorzuzeigen, um dann nach der Vorlegung meines ganzen Beobachtungsmateriales ihr erneutes Urteil darüber zu erfahren.

[1] Dieses ist auch die Ansicht Professor Wiiks, welcher alle die auf dieser Stelle im Süden der Schieferformation anstehenden Granite für jünger als die Schiefer hält. Vergl. Fennia, 12, N:o 2. S. 11.

offenbar, dass der *porphyrartige Granit vor dem Hervordringen dieses jüngeren Granites die Faltungsbewegungen durchgemacht hatte, welche ihn so stark mechanisch verändert und ihm seine gneissartige Struktur verliehen haben.* Übrigens zeigen beide Granite hier auf mehreren Stellen ganz scharfe Grenzen. Dass sie wieder an anderen sich innig verwoben zeigen, kann Niemand befremden, der die Granitisationserscheinungen derselben und anderer benachbarten Gegenden kennen gelernt hat, von welchen wir auch im vorhergehenden eben aus den Graniten desselben Alters so viele Beispiele citirt haben.

Wären nur die Verhältnisse der beiden Granite an der betreffenden Stelle noch zweideutig, so kann man leicht in der Nähe weitere und völlig entscheidende Beobachtungen über denselben Gegenstand anstellen. Derselbe schwächer metamorphosirte, gleichkörnige Granit kommt nämlich, wie aus der Karte hervorgeht, an zahlreichen Stellen längs derselben Contactlinie vor, wie auch a priori zu erwarten ist, da bei der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Schieferformation und der im Süden anstehenden Granit- und Gneissmassen an der Grenzfläche derselben leicht klaffende Spalten entstehen mussten.

In dem grössten dieser Massive, demjenigen von Eräjärvi, ist der Granit z. T. rötlich, z. T. grau und stimmt seiner Beschaffenheit nach vollständig mit dem im Norden von den Schiefern anstehenden jüngeren Granit überein. Wo er an der Grenze die Schiefer in zahlreichen Gängen durchdringt, wird er oft (besonders an der südlichsten Spitze der Landzunge O. von Pappilanselkä) *pegmatitisch.* Gänge von ähnlichem Pegmatit durchdringen auch überall den benachbarten porphyrartigen Granit.

Die westlichste Spitze von diesem grösseren Gebiet von jüngerem Granit liegt auf einer Entfernung von nur zwei Kilometern von dem betreffenden Massiv, welches von der Eisenbahn durchschnitten wird, und, wie schon erwähnt wurde, findet man kleine Massive von einem ähnlichen Granit an der Contactlinie auch im Westen von dieser Stelle, so besonders bei Kutemajärvi, wo er wieder in Pegmatit übergeht, und endlich im Osten von Paalijärvi. An allen diesen Stellen ist er petrologisch von dem porphyrartigen Granit sehr verschieden, und an der zuletzt erwähnten *durchdringt er in Gängen die Grenze zwischen diesem und dem Schiefer.* Vergl. S. 174 und Figg. 92 u. 93.

Es kann somit als bewiesen angesehen werden, dass *an der Contactlinie zwischen der Schieferformation und dem im Süden davon anstehenden, stark gepressten porphyrartigen Granit auch ein gleichkörniger, weit schwächer metamorphosirter Granit auftritt, welcher oft*

arm an dunklen Mineralien ist, in Pegmatit übergeht, nicht selten Turmalin enthält und sowohl makro-, wie mikroskopisch mit gewissen Varietäten der im Norden von den Schiefern anstehenden Granite übereinstimmt. Er durchdringt den Schiefer gleichwie den porphyrartigen Granit, wobei auf vereinzelten Stellen die Vermengung dieser Gesteine recht innig wird.

Kehren wir nach dieser etwas langen, aber notwendigen Digression wieder an die Contactstellen W. von Karppi zurück.

In den westlichen Eisenbahneinschnitten findet man wie schon erwähnt wurde den Contact zwischen dem typischen porphyrartigen Granit und dem phyllitischen Schiefer, der im Norden davon ansteht. Dass



Fig. 95.
Sprengung durch Schiefer in Contact mit porphyrartigem Granit. Eisenbahn 5 km W. von Karppi in Orivesi. Gr = porphyrartiger Granit. Vergl. den Text.

dieser Schiefer wirklich zu den »Tammerforsschiefern» gehört und nicht als eine schollenartige Partie des älteren Schiefers betrachtet werden kann, der in demselben Granitmassiv vorkommt und von dem Granit durchdrungen wird, geht aus den Verhältnissen im Felde sowie aus der Beschaffenheit deutlich hervor. Der ältere Schiefer hat dort überall, offenbar durch die Contacteinwirkung des Granites, die Beschaffenheit

eines Glimmerschiefers oder eines Adergneisses angenommen. Der hier vorliegende Schiefer ist dagegen überwiegend von phyllitischem Charakter und enthält in der unmittelbaren Nähe der Contactstelle sowie auch am Ufer des Pappilanselkä eingelagerte *Conglomeratbette*, in welchen zwar die Gerölle klein sind und die Beschaffenheit sonst ziemlich untypisch ist, die aber doch ganz unzweifelhafter Natur sind. Da nun Conglomerate bisjetzt nicht in den älteren Schiefern beobachtet worden sind, bildet dieses einen starken Grund gegen die Annahme, dass der Schiefer zu diesen »älteren» gehören könnte.

Dieser Schiefer, der somit sicher zu den Tammerforsschiefern gehört, und derselbe porphyrartige Granit, der sich bei Paalijärvi so deutlich als ihrem Liegenden angehörig bekundete, sind nun in dem erwähnten Einschnitt auf solche Weise verwoben, dass bei dem ersten Blick wohl jeder Geologe es als einen von eruptiven Granitgängen durchsetzten Schiefer deuten würde. Im Felsen, welchen Fig. 95 nach einer Photographie wiedergiebt, sieht man oben Granit, unten Schiefer, in welchem aber eine Menge lagergangähnlicher Massen von Granit auftreten. Auch im Granit liegen Schieferpartien, die wie Einschlüsse aussehen. Hier sind wohl die Granitmassen meistens ziemlich dick, oft fast klumpenförmig. In benachbarten Einschnitten findet man aber im Schiefer auch schmälere Adern, die von einem zwar stark zerriebenen, aber doch als solcher erkennbaren porphyrartigen Granit bestehen.

Vergleicht man aber nun das in Fig. 95 abgebildete Gemisch von Schiefer und Granit mit solchen Mischungen, die erweislich als Schiefer mit im Magmazustande eingedrungenen Granitadern zu deuten sind, z. B. mit den im Fig. 73 u. 82 abgebildeten Gesteinen, so finden wir recht bedeutende Verschiedenheiten. In diesem Falle sind die beiden Gesteine wie zusammengegossen, der Granit dringt in den feinsten Adern in den Schiefer ein, und sie verhalten sich gegen Sprengung und Anschlagen wie eine einheitliche Masse. Hier dagegen ist die Grenzfläche meistens mit reichlichem Biotit (vergl. Fig. 95) bekleidet und hat zuweilen den Charakter eines Harnisches, und die beiden heterogenen Elemente des Mischgesteins trennen sich auch bei der Zersprengung leicht von einander. Die ganze Felswand hat daher in dem Einschnitte ein zackiges Aussehen, welches ich in Sprengungen durch Felsen von Adergneiss noch niemals beobachtet habe.

Die schwache Continuität und Harnischbildung an der Grenze deutet an, dass die Gesteine hier bei Bewegungen im festen Zustande mit einander in Berührung gekommen sind. In der That ist

das Eindringen der Granitmassen hier auf vielen Stellen erweislich im Zusammenhang mit einer Faltenbildung geschehen und man findet auch im Granit *Schieferpartien, die in ähnlicher Weise den Granit gangartig durchqueren* und oft sogar feine Sprünge in diesem ausfüllen.

Wenn der porphyrartige Granit schmälere Adern in dem Schiefer bildet, ist er stets stark mechanisch zerdrückt, so dass die grösseren Feldspatkrystalle fast vollständig verschwunden sind. Wenn man sich nun erinnert, wie auch der Quarz bei der Pressung einer festen Gesteinsmasse sich fast wie eine fliessende Masse bewegen kann (vergl. die Schwanzporphyre!), so ist es nicht schwer sich vorzustellen, dass der stark gepresste Granit hier eine so grosse Plasticität besessen haben konnte, dass er das Vermögen erhielt, auch in feinere Spalten einzudringen. Diese Erscheinungen erinnern ja auch recht sehr an diejenigen, welche wir bei den früher beschriebenen Contactstellen beobachtet haben, wo offenbar eine Einfaltung im festen Zustande stattgefunden hatte.

In einem Teil der feineren Adern ist jedoch der Granit *gleichkörnig* und *führt oft Turmalin* und *muss in diesem Falle von dem Magma des in der Nähe anstehenden jüngeren Granites herrühren,* der wie wir oben (S. 179) erwähnt haben, von einem Turmalingehalt gekennzeichnet wird. Oft findet man aber Turmalinnadeln auch an der Grenze zwischen dem Schiefer und den grösseren Massen von porphyrartigem Granit, ein Beweis dafür, dass die ganze Masse sehr innig mit dem Magma des jüngeren Granites, oder den ihm folgenden »minéralisateurs» vermischt wurde.

Obgleich es nun recht schwierig sein dürfte, in den Einzelfällen zu entscheiden, welche Teile von diesem intricaten Gemisch dem Schiefer, welche jedem der beiden Granite zugehören, so scheint mir doch die im obigen gegebene Erklärung die einzige zu sein, welche die scheinbaren Widersprüche einigermassen beseitigt.

Man kann wohl einwenden, dass dieses eine verwickelte Deutung für Verhältnisse ist, die doch beim ersten Blick recht einfach erscheinen. Aber wenn man sich die Sache etwas näher überlegt, wie wäre wohl anderes zu erwarten, als dass die Verhältnisse hier ziemlich verwickelter Art werden mussten. Eine Sedimentformation, deren Mächtigkeit wahrscheinlich mehrere Tausend Meter betrug, ist hier *längs einer Strecke von 50 Kilometern senkrecht aufgerichtet* worden. Gleichzeitig mit dieser Dislocation, bei welcher dieses Schichtsystem offenbar tief in die Erdrinde gepresst wurde, *fanden sich im Norden davon schmelz-*

flüssige Massen von granitischem Magma, nach ihrer Erstarrung ein Massiv bildend, dessen Flächenausdehnung über 23,000 km² beträgt. Dieses Magma drang auch auf vielen Stellen an die Contactfläche der Sedimentformation und ihres Liegenden ein, beide aus einander spaltend und oft sowohl die Schiefer wie ihre Unterlage innig durchdringend. Ist es wohl merkwürdig, dass bei einer Contactfläche solcher Art Erscheinungen uns entgegentreten, die graduell und z. T. auch substanziell von denen abweichen, denen wir in den höheren Teilen der Kettengebirge, wo keine Magmainjection gleichzeitig mit der Faltung vorkam, oder in der Nähe der in höheren Niveaus erstarrten Magmamassen zu begegnen gewohnt sind? Principiell liegt auch der einzige Unterschied zwischen den zwei möglichen Deutungen darin, dass man in einem Falle annimmt, dass ein jüngerer Granit nur *auf einzelnen Stellen* an die Grenze zwischen die Schieferformation und ihr Liegendes eingedrungen ist und die gegenseitigen Beziehungen dieser beiden Formationen verschleiert hat; im anderen Falle, oder wenn man glaubt, dass auch der porphyrartige Granit von jüngerem Alter als die Schiefer sei, nimmt man an, dass Granitinjection längs der *ganzen* Grenze stattgefunden hat (vergl. die Karte): also eigentlich nur eine übertriebenere Form derselben Annahme.

Wie wir im folgenden finden werden, steht die vorige Annahme auch mit der allgemeinen Vorstellung, welche wir uns über die Natur der Discordanzen im Grundgebirge bilden können, in vollem Einklang.

Aber es ist ja hier vor allem nicht die Rede von theoretischen Anschauungen, sondern von der Deutung von Thatsachen. Ob ich die richtige Erklärung dieser Thatsachen gefunden habe, darüber mag die Zukunft entscheiden. Ich werde auch selbst meine Beobachtungen hier fortsetzen, um dadurch weitere Beiträge zur Deutung dieser schwierigen Rätsel liefern zu können. Eins, hoffe ich, geht aber schon aus der im vorigen gegebenen Darstellung hervor, nämlich dass die Verhältnisse hier wie überhaupt im Grundgebirge gar zu verwickelt sind, um sie mit der am nächsten zur Hand liegenden Deutung zu enträtseln, oder um auf einer einzigen Stelle erklärt zu werden. Im Gegenteil hat wohl jeder Geologe, der sich mit der Deutung des Baues von diesem Complex beschäftigt hat, dieselbe Erfahrung gemacht, wie wir in dieser Gegend und besonders an dieser Contactlinie: nämlich dass die Beobachtungen, welche auch an nahe liegenden Stellen angestellt werden, einander vollständig widersprechen, so dass man im Anfang von diesen Widersprüchen ganz zur Verzweiflung gebracht wird und erst langsam und allmählich zu einer Deutung gelangt, welche sich

auch bei der Feuerprobe fortgesetzter Beobachtungen bewährt und zu fest gewurzelter Überzeugung werden kann.

Resumiren wir nun die Schlüsse, zu welchen wir bezüglich der Beziehungen zwischen den Tammerforsschiefern und dem hauptsächlich im Süden von ihnen anstehenden grauen porphyrartigen Granit gekommen sind, so ergiebt sich folgendes:

1:o Der betreffende Granit ist überall viel *stärker mechanisch und chemisch metamorphosirt als alle diejenigen Granite, welche diese Schiefer eruptiv durchdringen.* Er ähnelt durch seinen gneissartigen Habitus dem gleichkörnigen Granit, der wie wir bewiesen haben dem Liegenden der Schieferformation angehört, und ist mit diesem im Felde innig verbunden. Die angeführten beiden Umstände sprechen schon an und für sich dafür, dass auch der porphyrartige Granit älter als der Schiefer ist.

2:o An der Contactstelle von Paalijärvi *zeigt die Beschaffenheit der Contactfläche* mit voller Evidenz, *dass der Granit die Unterlage gebildet hat,* auf welcher sich die jetzt senkrecht stehende Sedimentformation ablagerte. Es kommen hier weder Apophysen von dem Granit noch endogene oder exogene Contacteinwirkungen irgend welcher Art vor. Die Gänge von jüngerem Granit, welche hier sowohl die Schiefer wie den porphyrartigen Granit durchschneiden, sind von diesem scharf getrennt.

Auch an den meisten anderen Contactstellen ist die Abwesenheit der Apophysen sowie der contactmetamorphen Erscheinungen, welche bei den Contacten mit den jüngeren Graniten in so prägnanter Form auftreten, sehr auffallend. Das Vorkommen von porphyrartigem Granit als protuberanzenartige oder lagergangähnliche Massen im Schiefer in der unmittelbaren Nähe des Contactes lässt sich auf einigen Contactstellen, besonders deutlich bei *Järvi* in Suoniemi, auf eine *Einfaltung in festem und zwar stark zerriebenem Zustande* zurückführen.

Verwickelter sind dagegen die Verhältnisse an solchen Stellen, wo gleichzeitig mit dieser mechanischen Einfaltung auch ein Eindringen vom jüngeren Granit im Magmazustande vorsichgegangen ist. Hier wird, wie überhaupt überall, wo eine solche innige Einmengung von Granitadern im Zusammenhang mit gewaltigen Dislocationen stattgefunden hat, die ursprüngliche Geotektonik stark verschleiert und ist schwer zu deuten. Beispiele solcher Contactstellen fanden wir bei der Eisenbahn W. von Pappilanselkä in Orivesi, in der Nähe eines grösseren Gebietes von an der Grenze zwischen den Schiefern und ihrem Liegenden eingedrungenen jüngeren Granit. Derselbe Granit fand sich

auch in kleineren Gebieten mehrorts längs derselben Contactlinie und war an dem Contact an der Eisenbahn mit dem Gemenge von Schiefer und darin mechanisch eingefaltetem porphyrartigem Granit sehr innig verwoben. An den meisten Stellen war er aber von diesen Gesteinen scharf getrennt und stimmte in seiner petrologischen Beschaffenheit sowie seinem Auftreten mit den schwächer metamorphosirten Graniten vollständig überein, welche im Norden von den Schiefern vorkommen und dieselben überall durchdringen.

Wollte man nun aus den Verhältnissen auf solchen Stellen auf die ursprünglichen Beziehungen der beiden in Berührung tretenden Formationen folgern, so wäre dieses eben so unberechtigt, wie wenn man die ursprüngliche Beschaffenheit der sedimentären Formation dort studiren würde, wo sie durch die Einmengung von Granitadern zu Adergneissen verwandelt worden, und nicht dort, wo sie am besten erhalten ist. Die entgegengesetzte Verfahrungsweise anwendend, haben wir hier versucht, sowohl bei der petrologischen Beschreibung wie bei der Schilderung der Contactverhältnisse von dem bekannten zum unbekannten vorzugehen, und also die am schwierigsten zu deutenden Erscheinungen durch die leichter zu enträtselnden zu beleuchten.

Beziehungen der Tammerforsschiefer zu den älteren Schiefern.

Wenn wie wir hier beweisen wollen, eine Discordanz die sedimentären Tammerforsschiefer von ihrem Liegenden trennt, so muss sie sich ja auch und vor allem in dem Verhalten zu denjenigen in der Gneissformation vorkommenden Schiefern und schieferartigen Gneissen zeigen, welche, wie ihre petrologische Beschaffenheit zeigt, vollständig oder zum wesentlichen Teil aus sedimentärem Material bestehen.

Dennoch können wir nicht erwarten, dass diese Discordanz sich hier wie gewöhnlich durch verschiedenes Einfallen und Streichen äussern soll. Denn da alle die Schichten oder Schieferungsflächen der Schiefer dieser Gegend, ihr Alter sei welches es will, überwiegend fast senkrecht stehen, und diese Sedimentschichten somit äusserst stark dislocirt worden sind, so genügt nicht eine geringe Verschiedenheit in der Lage der Schichten, um ihr verschiedenes Alter darzuthun. Dagegen kann sich dieses verschiedene Alter sowohl dadurch Kund geben, dass *gewisse Granite einige sedimentäre Schiefer durchdringen, andere nicht,* wie auch darin, dass *die ältere Formation,* wenn sie mehr Faltungsbewegungen als die jüngere mitgemacht hat, *in ihrer Struk-*

tur und Beschaffenheit eine stärkere Einwirkung dieser Dislocationen und der damit verbundenen Metamorphose zeigt.

Durch die Beschreibung der Contactverhältnisse der grauen gneissartigen Granite und der mit ihnen genetisch verbundenen Gesteine, welche überall an den Grenzen die Schiefer der Gneissformation in zahlreichen Adern und Gängen durchdringen, während sie dagegen, wenn die obige Darstellung richtig ist, sich an den Contacten älter als die Tammerforsschiefer zeigen, versuchten wir schon darzuthun, dass der früher angeführte Grund für die Annahme einer Discordanz hier wirklich vorliegt. Wir werden nun zur Betrachtung der direkten Contacte der sedimentären Schiefer verschiedenen Alters übergehen, und dadurch versuchen zu zeigen, dass auch der zweite Grund für diese Annahme vorhanden ist.

Wie aus der Karte ersichtlich, grenzt das Schiefergebiet von *Kankaanpää* in seinem westlichen Teil in einer Strecke von 10 Kilometern an den im S.W. davon anstehenden glimmerreichen Gneiss. Zwar werden die beiden Formationen auf einem grossen Teil der Strecke von einer Thalkluft getrennt, die z. T. von dem See Hapuanjärvi eingenommen wird. Auch auf dieser Strecke zeigt sich jedoch der Contrast zwischen den im N.O. anstehenden Schiefern mit ihrer gerade verlaufenden Schieferigkeit und oft deutlich erhaltenen Schichtung einerseits und den äusserst stark gefalteten und metamorphosirten gneissartigen Glimmerschiefern im S.W. anderseits. Stellenweise enthält wohl auch der jüngere Schiefer zahlreiche Adern und Linsen von rotem porphyrartigem Granit und wird dann selbst gneissartig, aber dieser »jüngere Adergneiss» ist auch seinem Habitus nach von dem alten Gneiss leicht zu trennen.

An der Südseite des Sees *Verttujärvi* macht die Grenze der beiden Formationen eine quere Biegung, indem die Schieferformation hier eine schmale Zunge zwischen dem Adergneiss und den im S. davon anstehenden Diorit einschiebt. In einem Fels, der im Norden vom Bauernhof *Mustaniemi*, S. von Verttujärvi, liegt, findet man auf der Südseite einen typischen Schiefer und zwar *Hornblendeschiefer* (vergl. S. 103), welcher hier eine recht deutlich hervortretende *Schichtung* zeigt, die wie gewöhnlich senkrecht, aber *ganz geradlinig* verläuft. In einer Entfernung von drei Metern davon findet man den typischen, *gewaltsam gefalteten* glimmerschieferartigen Gneiss, von dem wir in Fig. 84 eine Abbildung gegeben haben, die von einer Stelle, welche etwas weiter nordwärts liegt, genommen ist.

Diese so überaus unähnlich aussehenden Gesteine können unmög-

lich als verschieden stark dislocirte und metamorphosirte Teile derselben Sedimentformation angesehen werden, sondern der auffallende und zwar sowohl im grossen wie an dem Contact im einzelnen hervortretende Contrast der beiden sedimentären Formationen ist nur dadurch erklärlich, dass *die ältere schon vor der jüngeren eine Faltungsperiode durchgemacht hat.*

Auf der nördlichsten Spitze der Schieferzone von *Lavia*, wo dieselbe mit den gneissartigen Schiefern in Berührung tritt, ist auch der jüngere Schiefer durch die Injection von zahlreichen Pegmatitadern gneissartig geworden, und die Grenze der beiden Formationen lässt sich deswegen hier nicht gut ermitteln. Auch an der Südspitze derselben Schieferzone ist das Gestein z. T. gneissartig, hier ist jedoch der petrologische Contrast zu denjenigen Gneissen, die im W. davon anstehen und auch von den gneissartigen älteren Graniten durchsetzt werden, recht ausgeprägt. In der Nähe des Contactes trifft man hier ein charakteristisches Gestein, welches reichlich Muscovit in kleinen Rosetten führt und einen lageweisen Wechsel verschiedener Varietäten erkennen lässt. Es ist ein äusserst stark metamorphosirtes, altertümlich aussehendes Gestein, in dessen Zusammensetzung man weder einen veränderten Granit noch einen sedimentären Schiefer mit Sicherheit erkennen kann; gegen S.W. hin findet man auch mehr typische, aber ebenfalls stark metamorphosirte Adergneisse. Der jüngere Schiefer zeigt dagegen hier trotz der erlittenen Metamorphose noch deutlich erhaltene primäre Züge, zuweilen sogar in erstaunlicher Deutlichkeit, (Fig. 58, S. 104) und wird etwas nördlicher auch phyllitisch und enthält dann sehr typische Conglomeratbette.

Acht Kilometer nach S.O. von der südlichsten Spitze des Nord-Lavia-Gebietes beginnt das Schiefergebiet von *Lavia—Suodeniemi* als eine Anfangs nur ganz schmale Zone, welche sich von hier nach S.O. erstreckt und im S.W. grösstenteils an dasselbe Gebiet von gneissartigen Schiefern grenzt, dessen Beziehungen zu dem Nord-Laviagebiet wir eben geschildert haben.

Auch in demjenigen Teil desselben Gebietes, der S. von Karhijärvi liegt, findet man eine Menge charakteristischer Gesteinsvarietäten, welche auf keiner Stelle in den »Schiefergebieten» derselben Gegenden beobachtet worden sind. So den schon erwähnten grobflasrigen, geradschieferigen, durch das reichliche Vorkommen kleiner Muscovitrosetten charakterisirten Gneiss, weiter den quarzreichen Schiefer, welcher seiner Beschaffenheit nach mit den Quarzitgeröllen des Conglomerates von Harju in Lavia nahe übereinstimmt (S. 58) und den eigentümlichen,

porphyroidischen Plagioklasgneiss, den wir oben mit dem Localnamen *Lavialit* bezeichnet haben und der ebenfalls mit gewissen der als Gerölle im Conglomerat von Harju vorkommenden Gesteine nahe übereinstimmt; endlich besteht die Hauptmasse dieser Gneisse aus typischen »Adergneissen», in welchen die Adern oft auch die Beschaffenheit des grauen, gneissartigen Granites erkennen lassen, der, wie aus seinem Verhältnis zu den Laviaschiefern hervorgeht, älter als diese ist.

Da, wie aus der petrologischen Schilderung zu ersehen, die Schieferformation von Lavia und Suodeniemi z. T. recht stark metamorphosirt worden ist, so dass ihre Gesteine oft eine glimmerschieferartige Beschaffenheit zeigen, so ist der petrologische Contrast im übrigen nicht so ausgeprägt wie an den anderen Stellen, aber doch, wie aus dem Vergleich der Beschreibungen dieser beiden Formationen hervorgeht, recht deutlich, indem eine Menge charakteristischer Gesteinsvarietäten nur in der Gneissformation vorkommen und dagegen Phyllite, Conglomeratschiefer, Gesteine mit erhaltener Schichtung u. s. w. nur in der Schieferformation beobachtet worden sind.

Wenn aber auch der Contrast *im grossen* deutlich hervortritt, so ist es dagegen hier oft schwer, die Gesteine *an der Contactlinie* ihrem Habitus nach von einander zu unterscheiden. In der Nähe der Kirche Lavia gelingt es wohl, weil hier im Süden von der Schieferzone »Lavialit» ansteht, welcher sich mit ganz anderem Streichen als die Schiefer gegen Süden zieht. Im S.O. von dieser Stelle, wo die beiden Formationen von einer Thalkluft, die oft von kleinen langezogenen Seen ausgefüllt wird, von einander getrennt sind, zeigt dagegen das Gestein oft an den beiden Seiten der wahrscheinlichen Contactlinie eine fast ähnliche Beschaffenheit und kann als gneissartiger, feldspatreicher Glimmerschiefer bezeichnet werden. Doch ist derjenige Schiefer, der im S.W. der Grenzlinie ansteht, oft stärker gefältelt, enthält Muscovitrosetten und zuweilen, wie z. B. am Südwestufer des Sees, an welchem die Kirche Suodeniemi liegt, undeutliche Andalusitkrystalle. Der gneissartige Schiefer zeigt ausserdem eine ebenso starke Einwirkung der Dislocationen und der Metamorphose auch entfernter von der Grenzlinie, während dagegen der jüngere Schiefer schon nahe an derselben in seiner typischen Form auftritt. Auch in der Orographie zeigt sich ein Unterschied zwischen den beiden Formationen darin, dass die jüngeren Schiefer grössere, steile, wenig zerklüftete Felsen bilden, während dagegen der stärker gefaltete und zerspaltete ältere, gneissartige Schiefer spärlichere und kleinere Felsen bildet, und die ganze Gegend, worin er herrscht, von zahlreichen Blöcken desselben Gesteins übersähet ist.

Er wurde offenbar während der Eiszeit von dem Landeise stärker zerspaltet, als der mehr wiederstandsfähige jüngere Schiefer.

Da es nun in jedem Fälle oft recht schwer sein würde, dieses Schiefergebiet von den älteren Schiefern genau abzugrenzen, ist es besonders wertvoll, dass wir hier in dem Vorkommen eines Conglomerates mit Geröllen, die aus den Gesteinen der liegenden Schieferformation bestehen, und in dem Verhalten zu dem die älteren Schiefer durchdringenden Granit die sichersten Beweise für ihr verschiedenes Alter finden. Diese Merkmale lassen es zu, die Grenze hier ebenso sicher wie an irgend welcher anderen Stelle der Gegend zu ziehen.

Das Schiefergebiet vón *Viljakkala* tritt nur an seiner südwestlichsten Spitze mit den Gesteinen des Liegenden, welches auch hier aus stark gefalteten, gneissartigen Glimmerschiefern besteht, in Berührung und wird auch selbst in der Nähe der Grenze von zahlreichen Granitadern durchzogen, wobei das Gestein wie gewöhnlich eine gneissartige Beschaffenheit annimmt. Berücksichtigt man jedoch die beiden Formationen in ihrer Gesammtheit, so ist der Contrast in der petrologischen Beschaffenheit sehr gross, da auch hier in der Schieferformation feinkörnige Phyllite mit oft schön erhaltener Lagerung und mit Conglomeratbetten vorherrschen, während die »Gneissformation» von Tavastkyrö fast nur bis zur Unkenntlichkeit metamorphosirte Schiefer enthält, welche mit dem älteren Granit innig verwoben sind.

Die Schieferzone von *Suoniemi* tritt sowohl an der Süd- wie an der Nordseite mit glimmerschieferartigen Gneissen und echten Glimmerschiefern in Berührung. Die Beziehungen zu diesen letzteren lassen sich am besten im S.W. von *Salmi* beobachten. Der Glimmerschiefer, welcher sich hier gegen Westen hin keilartig in das Leptitgebiet einschiebt (siehe die Karte S. 175), zeigt hier scharfe Knickungen und eine ausgeprägte Runzelung der oft von reichlichem Muscovit bekleideten, glänzenden Schieferungsflächen. Dieselbe Runzelung findet man auch bei dem Glimmerschiefer, der in der Mitte des Leptitgebietes ansteht und eine Fortsetzung der erwähnten Glimmerschiefer bilden muss. Beide sind offenbar als Teile des Gewölbekernes einer Antiklinalfalte zu betrachten.

Dieser Glimmerschiefer zeigt Übergänge zu einem Hornblendeschiefer mit porphyroidischen Hornblendekrystallen und geht im Süden in typische Adergneisse über. Der petrologische Contrast zu dem oft fast sandsteinartig aussehenden, niemals gefältelten, rötlichen Leptit von Suoniemi sowie auch zu denjenigen Phylliten, die gleichzeitig mit ihm vorkommen, ist sehr augenfällig und zeigt schon an

und für sich eine verschiedene Genesis an. Auch an dem Contact der beiden Formationen, den ich bei einem Pfade im Westen von der scharfen Biegung der Landstrasse S.W. von Salmi beobachtet habe (vergl. die Karte S. 175) tritt dieser Contrast recht deutlich hervor. Der Leptit zeigt noch in kurzer Entfernung von der Grenze eine ganz typische Beschaffenheit. An der Berührungsfläche mit dem im Süden anstehenden Glimmerschiefer findet man aber keine ganz scharfe Grenze, sondern einen Übergang, der sich innerhalb 2 Meter vollzieht.

Ein so schneller Übergang zweier petrologisch so verschiedener und zwar so ungleich stark metamorphosirter Gesteine kann wohl nicht als ein Beweis für ihre Zusammengehörigkeit betrachtet werden, sondern ist leicht z. B. durch eine Verwitterung der Oberfläche des Glimmerschiefers, welche zu der Zeit stattfand, als er die Erdoberfläche bildete, erklärlich. In solchem Falle wäre natürlich keine scharfe Grenze zwischen dem aufgelockerten älteren Gestein und dem darauf gelagerten jüngeren Sediment zu erwarten.

Auch an der nördlichen Grenze desselben Schiefergebietes zeigt sich im grossen und ganzen ein sehr bestimmter Contrast gegenüber den älteren Schiefern, welche hier im Osten durch einen meistens überaus stark gefalteten, muscovitreichen Glimmerschiefer, westlicher durch Adergneisse und einen Hornblendegneiss mit porphyroidischen Hornblende- (Uralit?) krystallen repräsentirt werden. Den direkten Contact der beiden Formationen habe ich bisjetzt nicht gefunden.

Es ist jedoch keineswegs in jedem Einzelfalle thunlich, nur aus dem petrologischen Habitus zu schliessen, zu welcher von den beiden verschiedenartigen Formationen ein Schiefer gehört. So war ich bezüglich der kleinen Phyllitzone, welche im S.W. von *Tohlopenjärvi* in Birkkala vorkommt, lange in Zweifel, zu welcher sie zu rechnen sei, da die petrologische Beschaffenheit oft derjenigen des älteren Schiefers von Nokia ziemlich ähnlich war, während dagegen das Auftreten als ein kleines keilförmiges Gebiet zwischen Leptit und Porphyritoid mit eingelagerten Conglomeraten mehr für eine Zusammengehörigkeit zu den jüngeren Schiefern sprach. Ein Contact gegen den im Süden anstehenden älteren, gneissartigen Granit, wo ich keine solche Granitisationserscheinungen beobachtete, die an der Grenze derselben gegen die älteren Schiefer auftreten, bestimmte mich den Schiefer definitiv zu den jüngeren zu rechnen.

Wir kommen nun wieder zu den Contacten an der Südgrenze des *Tammerforsgebietes*. Am Ostufer von Näsijärvi treten, wie schon er-

wähnt wurde, die Phyllitformation und die gneissartigen Schiefer nicht mit einander in direkte Berührung, sondern werden durch eine schmale Zone von stark mechanisch zerdrücktem porphyrartigem Granit von einander getrennt. Der Umstand, dass Linsen und Adern von diesem Granit überall die älteren Schiefer auf das innigste durchweben und dagegen plötzlich aufhören, wenn man in das Phyllitgebiet kommt, und der überaus grosse petrologische Contrast zwischen dem Phyllit mit seiner schön erhaltenen geradlinigen Schichtung und dem gewaltsam gefalteten gneissartigen Schiefer, zeigt aber, dass man es hier mit Schieferformationen von verschiedenem Alter zu thun hat. [1]

Folgt man nun der Südgrenze des Schiefergebietes weiter gegen Osten hin, so findet man, dass es zwischen den Seen Eräjärvi und Löytänejärvi wieder in Berührung mit den gneissartigen Schiefern tritt, die im Süden davon anstehen. Diese Stelle liegt aber zwischen zwei Gebieten von an der Grenze eingedrungenem jüngerem Granit; der jüngere Schiefer enthält hier Pegmatitgänge und ist deshalb gneissartig geworden. Die Gesteine sind auch wegen starker Glacialbedeckung hier schlecht aufgeschlossen.

Auch zwischen den Seen Pitkävesi und Hahmajärvi enthält der jüngere Schiefer in der Nähe des Contactes Pegmatitgänge und ist auf vielen Stellen gneissartig geworden. Es ist deswegen hier sehr schwer, die scharfe Grenze zwischen den beiden im grossen und ganzen so verschiedenen Formationen zu ziehen. Im Osten von Hahmajärvi findet man auch innerhalb des Gebietes, wo der schwächer metamorphosirte jüngere Schiefer herrscht, noch auf einer Entfernung von zwei Kilometer von der angenommenen Grenzlinie gegen die im Süden anstehenden, äusserst stark gefalteten gneissartigen Schiefer Felsen von einem Gestein, das seiner Beschaffenheit nach mit diesem völlig übereinstimmt und die man wohl als eingefaltete Teile der liegenden Formation ansehen muss.

Ähnliche übergangsähnliche Beziehungen zwischen den Schiefern verschiedenen Alters findet man auch an der Nordgrenze desselben Schiefergebietes an den Contacten gegen den schmalen Keil von gneissartigem Schiefer, welcher sich im Norden von Hahmajärvi zwischen dem Schiefergebiet und der Westspitze des langen Gebietes von por-

---

[1] Ohne Zweifel sind es auch diese Umstände, die Wiik veranlasst haben, hier eine Discordanz dieser beiden Formationen anzunehmen. Denn die von ihm angeführte Verschiedenheit des Streichens und Einfallens scheinen mir, auch wenn sie überhaupt konstant wären, bei so stark dislocirten und von Granitgängen durchsetzten Formationen nicht einen genügenden Grund für die Annahme einer Discordanz zu geben.

phyrartigem Granit einschiebt. Die sehr charakteristische Beschaffenheit des Glimmergneisses in diesem Keile lässt aber mit ziemlich grosser Sicherheit bestimmen, dass er zu den älteren und nicht zu den jüngeren Schiefern gehört, wo ich ein solches Gestein noch nie beobachtet habe.

Während nun die zuletzt geschilderten Contacte mehr zweifelhafter Natur sind, findet man im N.O. von der Kirche *Kuhmois,* an der Südgrenze der Schieferzone, wieder Contactverhältnisse, die nur eine Deutung zulassen. Zwar habe ich den unmittelbaren Contact zwischen den »Schiefern» und den im Süden anstehenden stark gefalteten »Gneissen» nicht finden können, da eine Thalkluft meistens die beiden Formationen von einander trennt. Der Contrast zwischen den an beiden Seiten dieser Kluft anstehenden Gesteinen ist aber überall sehr ausgeprägt. *Auf einer Stelle,* die an der von der Kirche Kuhmois nach Ruolahti führenden Landstrasse liegt, *beobachtet man Phyllit und Gneiss in einer Entfernung von circa 20 Meter von einander. Jener zeigt auch hier eine sehr ausgeprägte geradlinige Schichtung, während der gneissartige Schiefer im grossen wie im kleinen äusserst stark gefaltet worden ist und eine Menge granitischer Adern enthält.* Es kann hier kein Zweifel darüber sein, dass die beiden in so verschiedenem Grade metamorphosirten und dislocirten Formationen sich mit unveränderter Beschaffenheit bis an die Contactfläche fortsetzen und hier gegen einander scharf begrenzt werden. Der gneissartige Schiefer muss schon vor der Ablagerung des jüngeren Schiefers einer Faltungsperiode ausgesetzt gewesen sein.

Die Gründe für die Annahme einer Discordanz zwischen den Tammerforsschiefern einerseits und den Glimmerschiefern und schieferartigen Gneissen, die im Süden davon anstehen, anderseits, sind somit die folgenden:

1:o diese letzteren Schiefer und Gneisse werden überall von den gneissartigen Graniten, von den damit verbundenen Dioriten und Amphiboliten und von dem grauen porphyrartigen Granit durchdrungen, welche sich, und zwar mit besonderer Deutlichkeit der gleichkörnige Granit, durch ihre Contactverhältnisse (z. T. auch durch das Vorkommen als Gerölle), älter als die Tammerforsschiefer erweisen. *Eine Periode von Granitintrusion und tiefgreifender Erosion hat somit die Ablagerung der jüngeren und älteren Schiefer getrennt.*

2:o An den Contacten zwischen dem Leptit von Suoniemi und dem gefältelten Glimmerschiefer derselben Gegend sowie an vielen Stellen an dem Contact zwischen den Schieferformationen und den

gneissartigen Schiefern, besonders deutlich bei Mustaniemi in Kankaanpää und N.O. von der Kirche Kuhmois, zeigt sich ein sehr starker Contrast zwischen den schwächer dislocirten jüngeren und den überaus stark gefalteten älteren Schiefern. Dieselbe Verschiedenheit, die man hier an der Contactlinie wahrnimmt, zeigen auch die beiden Formationen in ihrem Gesammthabitus, indem die älteren Schiefer durchgehend eben so stark gefaltet, metamorphosirt und mit Granit intrudirt worden sind, während die jüngeren Schiefer überhaupt eine geradlinig verlaufende Parallelstruktur und eine viel weniger starke Einwirkung der Metamorphose zeigen. Bei jenen ist der Gneisscharakter, bei diesen der Schiefercharakter vorherrschend. Unter diesen jüngeren Schiefern findet man überall, wo sie nicht stark granitisirt worden sind, und zwar in jedem einzelnen Gebiet Gesteine, in welchen die ursprüngliche Beschaffenheit noch deutlich hervortritt, wie schön geschichtete Phyllite, Conglomerate, Ergussgesteine und ihre Tuffe, während man, was die älteren Schiefer angeht, überhaupt nur aus ihrer chemischen Beschaffenheit schliessen kann, dass sie umgewandelte Sedimente sind, und nur äusserst selten hier undeutliche Spuren der primären Beschaffenheit erhalten findet. Es ist unmöglich, diese so durchgehende Verschiedenheit der beiden Formationen durch eine »selective Metamorphose» zu erklären, welche an der Contactfläche plötzlich aufgehört hätte. Um so weniger, als die schwächer metamorphosirten Formationen eben an der Grenze eines grossen Granitgebietes liegen, wo man somit eine starke Umwandlung erwarten würde. Das Ausbleiben dieser erklärt sich nur dadurch, dass das im Süden von der sedimentären Schieferformation erhaltene Liegende dieselbe gegen eine weitergehende Metamorphose schützte, indem es sowohl einen abkühlenden Einfluss ausübte wie auch Schutz gegen die Zerspaltung gewährte.

Doch findet man auch hier an mehreren Stellen, besonders dort, wo der jüngere Granit an den Contact eingedrungen ist, dass der jüngere Schiefer *local* fast eben so stark metamorphosirt worden ist wie der ältere Schiefer durchgehend, und dass die ursprünglichen Beziehungen der beiden Sedimentformationen dadurch verschleiert worden sind. Ebenso sind offenbar an einigen Contactstellen, wie dieses bei so überaus stark dislocirten Formationen zu erwarten war, die Schiefer von verschiedenem Alter in einander gefaltet worden, wodurch auch verwickelte Contactverhältnisse entstehen können.

Die Beobachtungen, die wir an den Contacten der Tammerforsschiefer mit den verschiedenen Gesteinen der »Gneissformation» angestellt haben, zeigen somit unter einander grosse Übereinstimmung und bezeugen es deutlich, dass dieser Complex das einstmalige Liegende der Schiefer bildet. Aber gleichwie die ursprüngliche petrologische Beschaffenheit der archäischen Sedimentformationen nur an solchen Stellen erhalten ist, wo günstige Umstände sie gegen die weitgehende Metamorphose geschützt haben, welche die archäischen Gesteine im allgemeinen durchgemacht haben, so findet man auch in voller Analogie hiermit, dass die Discordanzen gegen das Liegende nur in seltenen Fällen mit voller Deutlichkeit hervortreten. Wo die Dislocationen so gewaltsam gewesen sind, dass dadurch die Gesteine von verschiedenem Alter in verwickelter Weise zusammengefaltet worden sind, und besonders dort, wo spätere Granitintrusionen an der Grenze stattgefunden haben, kann man nicht erwarten, die ursprünglichen Beziehungen der Formationen enträtseln zu können.

Es sind diese übergangsähnlichen Beziehungen, diese innige Verwebung der verschiedenen Gesteine des Grundgebirges, welche die grösste Schwierigkeit für ihre Enträtselung bildet. Treffend hat man diesen Complex mit einem Labyrinth verglichen: von einem Gliede ausgehend, wird man durch die stetigen Übergänge in ein anderes geführt; von dort leiten weitere Übergänge in eine neue Gesteinsgruppe, bis alles wie vereinigt erscheint und man wieder bei dem Ausgangspunkte steht.

Will man aus diesem Labyrinth einen Ausweg finden, so muss man vor allem solche Grenzlinien aufsuchen, wo die Gesteine wirklich und bestimmt von einander getrennt sind. Und führt nun der Versuch, diese Trennung konsequent weiter zu führen, zu solchen Stellen, wo die Verhältnisse so verwickelt sind, dass jeder Erklärungsversuch zu scheitern scheint, so darf man dafür nicht das »filum labyrinthi», nämlich die an den klaren Contactstellen gewonnene Ansicht, wegwerfen, sondern muss ruhig in derselben Richtung weiter gehen, und man wird doch zuletzt finden, dass diese Verfahrungsweise einen Ausweg aus den Irrgängen gewährt.

Jede Sedimentformation muss einen Boden gehabt haben; wenn wir ihn nicht finden können, so ist es, weil entweder er vollständig zerstört oder bis zur Unkenntlichkeit metamorphosirt worden ist (z. B., wie Lawson für die Rainy Lake Region annimmt, durch eine Wiederaufschmelzung), oder weil eingedrungene Eruptive denselben *überall* von der hangenden Formation getrennt haben. Zweifelsohne ist dieses in vie-

len Fällen geschehen: dadurch erklärt sich die grosse Seltenheit der Discordanzen im Grundgebirge. Wenn nun aber die Discordanz doch an solchen ausnahmsweise gut geschützten Stellen hervortritt, wo auch die ursprüngliche petrologische Beschaffenheit der archäischen Sedimentgesteine selten gut erhalten ist, so kann man wohl nicht erwarten, dass dieselbe hier mit derselben Deutlichkeit, wie in jüngeren Formationen auftreten wird.

Bisjetzt dürfte die hier beschriebene Discordanz die einzige sein, die man aus dem steil aufgerichteten Grundgebirge kennt. In anderen Gegenden Finlands habe ich jedoch auch sehr ähnliche Erscheinungen kennen gelernt, und der ausgezeichnete Kenner des schwedischen Grundgebirges, Herr Professor Högbom in Upsala, mit dem zusammen ich auch diese Contacte besucht habe, teilte mir mit, dass er im nördlichen Schweden eine ähnliche Discordanz beobachtet hat.

Wenn nun die hier gegebene Deutung der Contactverhältnisse der Tammerforsschiefer richtig ist, so bestand die Erdoberfläche zur Zeit ihrer Ablagerung aus einem Gemenge von sedimentären Schiefern und darin intrudirten, ihrer Zusammensetzung nach vorwiegend granitischen Tiefengesteinen. Die Erosion war zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Sedimentformation schon so weit vorgeschritten, dass diese plutonischen Massen, sowie die in der Tiefe gebildeten Gemische von sedimentärem Material und Granitgängen, in weitem Maasse entblösst lagen. Auf einigen Stellen fanden sich aber auch erhaltene Reste der schwächer metamorphosirten Teile der Sedimentformationen. Wenn sich nun die jüngere Formation auf ihnen lagerte, konnte nach der späteren Metamorphose und Dislocation beider der Contrast sowohl petrologisch wie stratigraphisch hier nur wenig ausgeprägt werden. Die Art und Weise, auf welche sich die älteren Schiefer in schmalen Zonen an die Grenzen der jüngeren anschmiegen, und sich keilförmig zwischen diese und die älteren Granitgebiete einschieben (siehe z. B. die Gegend N. von Hahmajärvi in Kuhmois) giebt eine Andeutung davon, dass die lakkolithischen Granitmassen damals noch an vielen Stellen mit einem Dache von älteren Schiefern überdeckt waren.

An der Discordanzfläche, welche erweislich zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Sedimentformation die Erdoberfläche gebildet hat, können wir uns somit eine Vorstellung von der petrologischen Zusammensetzung dieser Erdoberfläche bilden, und gewinnen somit hierdurch eine Ahnung von gewissen geographischen Verhältnissen während dieser längst verflossenen Periode.

— — -

Stratigraphie der geschilderten Lagerfolge. Altersbeziehungen zu anderen archäischen Sedimentformationen. Einteilung des älteren Grundgebirges in Finland und Schweden.

In den Aufsätzen, worin ich früher die Geologie der tavastländischen Schieferformationen berührt habe, habe ich mich wiederholt gegen die Anwendung der stratigraphischen Methode auf das Studium des Grundgebirges ausgesprochen.[1] Hiermit wollte ich natürlich nicht bestreiten, dass die geologische Forschung auch hier von stratigraphischen oder richtiger gesagt geschichtlichen *Gesichtspunkten* geleitet werden muss, sondern ich wollte nur im Anschluss an eine jetzt fast allgemein herrschende Meinung hervorheben, dass die alte Vorstellung unrichtig sei, nach welcher man, wie es Sir Archibald Geikie ausdrückt, glaubte, dass »the broad structure of these schists could be treated like those of the sedimentary rocks, and be determined by rapid traverses of the ground.»[2]

In der That glaube ich noch, dass nichts notwendiger ist, wenn man mit dem Studium eines archäischen Complexes erst anfängt, als von den stratigraphischen Methoden zu abstrahiren, welche man bei der Untersuchung einer fossilienführenden Schichtreihe in erster Linie anwendet. Hier gilt es vorläufig nicht die Altersfolge der Gesteine nach ihrer jetzigen Lage zu bestimmen, sondern man muss sie zuerst im Felde nach ihren petrologischen Merkmalen gruppiren und gegen einander zu begrenzen versuchen. Denn wo die Schichten oft vorwiegend nahezu vertikal stehen, kann eine geringe Verschiedenheit in ihrem Streichen oder Einfallen nicht als ein Criterium für verschiedenes Alter gelten. Erst nach einer eingehenden petrologischen Untersuchung wird es überhaupt möglich sein zu entscheiden, welche Gesteine ursprünglich sedimentär waren, welche als eruptive Ergussgesteine oder Tiefengesteine, welche endlich als Gemische von eruptivem und sedimentärem Material zu betrachten sind. Im allgemeinen wird man es leichter haben, die Altersfolge der weit verbreiteten Tiefengesteine als diejenige der Sedimente zu bestimmen. Mittelbar kann man also auch die Altersfolge der sedimentären Schieferformationen

---

[1] Fennia 8, N:o 3, S. 4.
Ibid. 12, N:o 3, S. 7—11.

[2] The Journal of Geology 1893, S. 1.

nach ihrem Verhalten zu den eruptiven Tiefengesteinen bestimmen und wird sie hierdurch in grössere Abteilungen sondern können.

Wenn es aber einmal gelungen ist, den Trennungsplan zwischen einer solchen sedimentären Formation und ihrem Liegenden, d. h. die Discordanz gegen diese, zu finden, dann wird es auch möglich sein, eine stratigraphische Einteilung im einzelnen durchzuführen. *Denn da diese Fläche erweislich einmal die Erdoberfläche gebildet hat, wird man in vielen Fällen aus der Ordnung, in welcher die verschiedenen Glieder der hangenden Sedimentformation mit Hinsicht auf diese Fläche folgen, auf ihr relatives Alter schliessen können.* Die Stratigraphie dieser Gesteinsreihe wird somit schliesslich als ein Endresultat der ganzen Untersuchung hervortreten.

Versuchen wir nun auf diese Weise die Altersfolge der verschiedenen Glieder der hier beschriebenen Sedimentformationen festzustellen. Wir brauchen für diesen Zweck keine Profile aufzukonstruiren. Denn wo alle Schichten senkrecht stehen, da ist ja die Karte selbst als eine Art Profil zu betrachten.

In dem *Tammerfors—Päijänne-Gebiet* tritt die Phyllitzone überall *zunächst der Unterlage* auf. In den östlichsten Teilen, wo die Schieferformation an beiden Seiten von den Gesteinen des Liegenden umgeben wird, sind die Phyllite und die dazugehörigen Glimmerschiefer etc. alleinherrschend, und weiter westwärts liegen sie als eine 1—6 km breite Zone zwischen dem Liegenden und der nördlicheren, vorwiegend aus Porphyroiden und eingelagerten Conglomeraten bestehenden Zone. *Die hauptsächlich aus Phylliten bestehende Lagerfolge bildet somit hier die untere Abteilung der Schieferformation.*

Diese Phyllitformation bestand, wie wir oben gefunden haben, in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung hauptsächlich aus Thon, mit feinem *feldspatreichem* Sande wechsellagernd. Ihre ganze Beschaffenheit deutet auf eine Ablagerung in relativ seichtem Wasser, bei reichlicher Zufuhr von Sedimentmaterial hin.

Dabei ist es auffallend, dass an der Grenze gegen das Liegende conglomeratische Bildungen so selten sind, in dem nur auf einer einzigen Stelle in der Nähe der Contactlinie eine Geröllschicht im Schiefer beobachtet worden ist. Wären aber die Contacte auf längeren Strecken für Beobachtungen zugänglich, so würde man wohl hier wie im Schiefergebiet von Lavia-Suodeniemi an mehreren Stellen solche Bodenconglomerate oder wenigstens relativ grobkörnige Sedimente finden.

Auch in der Phyllitformation kommen stellenweise Einlagerungen

von Eruptivgesteinen oder Tuffen vor. Der Hauptteil der eruptiven Thätigkeit beginnt jedoch erst nach der Beendigung der Ablagerung der mächtigen Thonlager.

Einige *Tuffe* liegen nun zwischen dem grossen Conglomeratbette und der Phyllitformation. Sie zeigen oft keine augenfällige Schichtung, ein Hinweis darauf, dass sie vielleicht nicht submarin, sondern *subaërisch* abgelagert wurden. In dieser Tuffformation findet man auch eingelagerte Bette echter *Ergussgesteine*, was auch darauf hindeutet, dass das damalige Festland wenigstens nicht weit entfernt war.

Dann folgen auch *litorale Bildungen*, nämlich die mächtigen Conglomerateinlagerungen mit Geröllen aus diesen vulcanischen Gesteinen, aus Phyllit und aus Tiefengesteinen des Liegenden. Die losen Tuffmassen waren schon damals zu harten Gesteinen erhärtet, wie aus ihrem Vorkommen als Gerölle hervorgeht, und *die mächtigen Thonlager waren bereits in Phyllit umgewandelt*, denn wie wir schon oben erwähnten, zeigen die aus Phyllit bestehenden Gerölle ganz dieselben Formen und Grössen wie diejenigen Gerölle, welche gegenwärtig am Näsijärviufer aus dem harten bröcklichen Phyllit gebildet werden. Da weiterhin auch andere Gerölle aus eruptiven Tiefengesteinen bestehen, muss ein recht bedeutender Zeitraum die Ablagerung dieser Sedimentformation und diejenige der Conglomeratschichten getrennt haben, während welcher die Metamorphose der Thonschichten und eine nicht unbeträchtliche Erosion vorsichging.

Nördlich von der ersten geröllefûhrenden Zone folgen dann wieder uralitreiche Tufte, die eine gute Schichtung zeigen und nicht selten breccienartig ausgebildet sind, dann wieder eine neue geröllefûhrende Zone und schliesslich neue Tuffe und Phyllite.

Die dritte geröllefûhrende Zone findet man nur am Ostufer von Näsijärvi, wo die Formation auch sonst am besten entwickelt ist. Auch die zwei südlicheren Conglomeratlager, die man im Osten von dem See 15 Kilometer im unmittelbaren Zusammenhang verfolgen kann, erschienen an der Westseite nur bei dem See Veittijärvi und nicht näher zum Näsijärvi.

Sind nun diese drei Conglomeratzonen nur Teile desselben zusammengefalteten Lagers, welches mehrmals von dem horizontalen Querschnitt getroffen wird, oder hat man es mit drei besonderen Geröllbetten zu thun? Und soll man überhaupt sich die Schieferformation als eine regelmässig gebaute Lagerfolge oder als ein in mehreren Falten zusammengeschobenes Schichtsystem vorstellen?

Was die zwei Geröllzonen am Hormistonlahti und bei Veitti-

järvi betrifft, scheint es mir ziemlich sicher zu sein, dass sie verschiedenen Niveaus angehören. Dafür sprechen ihre verschiedenen Mächtigkeiten, die regelmässige Aufeinanderfolge der zwischenliegenden Schichtreihe und vor allem der Umstand, dass die Beschaffenheit der Gesteine an den beiden Seiten der Conglomeratzonen so verschieden ist, dass man sie ungern parallelisiren möchte. Auch die sehr wechselnde Mächtigkeit des grössten Geröllagers möchte ich eher auf primäre Ursachen zurückführen, als durch eine an einigen Stellen stattgefundene mehrmalige Faltung erklären. Wäre das letztere vorgefallen, so müsste man erwarten, hier noch stärkere mechanische Deformationen der Gerölle zu finden.

Was die dritte Geröllzone angeht, scheinen mir ungefähr ebenso viele Gründe für die Annahme vorzuliegen, dass sie ein höheres Niveau als die vorigen einnimmt, wie dafür, dass sie als eine Wiederholung derselben zu betrachten wäre. In diesem Falle müsste man den im Norden von ihr anstehenden Phyllit als eine Wiederholung der südlichsten Phyllitzone betrachten. Der petrologischen Beschaffenheit nach weicht sie jedoch von dieser ziemlich weit ab.

Auch wenn man die erste Annahme für die wahrscheinlichere hält und also für die an den beiden Seiten von Tervalahti liegende Tuffzone mit ihren conglomeratischen Einlagerungen einen synclinalen Bau annimmt und für eine eventuelle Ausschwellung durch die Faltungsvorgänge eine Reduction berechnet, so kann man die Mächtigkeit dieser Teile der Schieferformation kaum auf geringer als 1,000—1,500 m veranschlagen.

Verfolgt man aber diese Schichten gegen Osten hin, so findet man, dass ihre Mächtigkeit beträchtlich wechselt, indem besonders das S. der Conglomeratzone liegende Tufflager sich zwischen den Seen Purtjärvi und Kutemajärvi schnell verschmälert. Dagegen wird die im Norden der geröllführenden Zone liegende Tuffzone gegen Osten hin breiter und auch im Westen von Näsijärvi ist sie erheblich breiter als am Ostufer. Diese Verschiedenheiten können entweder durch eine unregelmässige Ablagerung oder durch eine Verkleinerung durch Erosion zur Zeit der Bildung der Conglomeratlager erklärt werden.

Auch die Phyllitzone, welche jedoch im allgemeinen eine viel regelmässigere Breite hat, zeigt Anschwellungen, die wohl in den meisten Fällen auf die Einwirkung der Dislocationen zurückzuführen sind. In einem so dünngeschichteten und stark schieferigen Gestein wird ein Zusammenschieben in eine Menge kleinerer Falten leicht vorsichgehen können, ohne sich in dem Gebirgs- oder Gesteinsbaue zu äussern.

Könnte man aber annehmen, dass wenigstens in den *schmälsten* Teilen der Zone die scheinbare Mächtigkeit nicht durch Faltung vermehrt worden wäre, so wäre die Mächtigkeit der Phyllitzone auf wenigstens 1,000 m zu veranschlagen. Vergleicht man aber die Verbreitung der Phyllite und der Tuffe auf der Karte, so erscheint es wahrscheinlich, dass die untere Abteilung der Schieferformation wenigstens keine kleinere Mächtigkeit als die obere besitzt und die oben angeführte Zahl dürfte demnach eher zu niedrig als zu hoch gegriffen sein. Die Gesammtmächtigkeit der Schieferformation bei Näsijärvi dürfte somit wenigstens 2000—3000 m betragen. In jedem Falle erhält man durch diese Schätzung eine ungefähre Vorstellung von den *Zahlengrössen*, mit welchen man es hier zu thun hat. Exakte Werte lassen sich natürlich nicht ermitteln.

Ein recht schweres Rätsel bildet die Stratigraphie des kleinen eckenförmigen Schiefergebietes, welches als Vorsprung an der Südseite der Phyllitzone bei *Tohlopenjärvi* in Ylöjärvi liegt (siehe die Karte S. 16). Hier findet man *zwischen* dieser Phyllitzone und den im Süden davon anstehenden Gesteinen zuerst eine c. 1,500 m breite Zone von Tuffen mit Conglomerateinlagerungen, dann ein kleines Gebiet von Phyllit (vergl. S. 192) und eine schmale Leptitzone.

Wenn nun diese Tuffzone, wie wahrscheinlich erscheint, mit der Tuffformation von Näsijärvi zu parallelisiren ist, so kann ihr eigentümliches Auftreten in der unmittelbaren Nähe des Liegenden der ganzen Schieferformation entweder dadurch erklärt werden, dass die unteren Teile derselben zur Zeit der Ablagerung der Tuffe schon ziemlich stark erodirt waren, oder auch durch Dislocationen (Verwerfungen?), welche möglicherweise schon vor der eigentlichen Gebirgsfaltung stattfanden.

Eigentümlich erscheint es auch, dass hier sowohl Phyllit wie Leptit das Liegende berühren. Einer von ihnen muss wohl schon vor der Ablagerung des anderen forterodirt gewesen sein. Wenn nun der Leptit jünger als der Phyllit wäre, so würde man erwarten, dass an ihrer Zusammensetzung auch Tuff- oder Ergussgesteinsmaterial teilnehme, da solches auch in den oberen Teilen der Phyllitzone nicht völlig fehlt. Die Beschaffenheit des Gesteins, welches aus Verwitterungsresten des liegenden Complexes gebildet ist, deutet aber an, dass es zu einer Zeit gebildet wurde, da dieses Liegende noch in weitem Maasse entblösst war.

Ich halte es deswegen für wahrscheinlich, dass der Leptit entweder vor der Phyllitformation oder wenigstens nicht später als die höch-

sten Teile derselben, in welchen thatsächlich auch Leptite vorkommen (S. 101), zur Ablagerung kam.

Die Mächtigkeit lässt sich hier nicht nach der Breite der Leptitzone von *Suoniemi* schätzen, da diese so ungleichförmig ist. Vielleicht war diese Formation schon vor dem Eintritt der Faltungsperiode durch Verwerfungen und Erosion verunstaltet. In jedem Falle dürfte wohl die Mächtigkeit nach Hunderten von Metern geschätzt werden müssen.

Die Schieferformationen von *Viljakkala* und *Heittola*, in welchen auch Tuffe stellenweise vorkommen, bilden direkte Fortsetzungen der grossen Näsijärvizone.

Auch die Schiefer von *Kankaanpää* sind darin den Näsijärvischiefern analog, dass man in der Nähe des Liegenden Sedimente ohne tuffogene Gemengteile, dann conglomeratische Einlagerungen und in höheren Niveaus mächtige Tuffbette findet. Schätzt man die Mächtigkeit der Tuffe nach der halben Breite der Zone, worin sie vorkommen, so würde sie auch hier 1000—1500 m betragen, und die Mächtigkeit der unteren, aus Hornblendeschiefer bestehenden Zone würde, auf ähnliche Weise geschätzt, etwa dieselbe Mächtigkeit besitzen. Die Berechnung scheint mir aber noch willkürlicher als für die Schichten von Näsijärvi zu sein, wo man doch wenigstens an vielen Stellen ganz sicher sein kann, dass man es mit einer einzigen Folge von Schichten ohne Wiederholung zu thun hat.

In den südlichsten Teilen der Kankaanpääzone treten die Tuffe mit ihren conglomeratischen Einlagerungen direkt mit der Unterlage in Berührung. Kleine Phyllitstreifen an einzelnen Stellen am Contacte deuten an, dass vielleicht auch hier eine zusammenhängende Phyllitzone vorhanden war, die vor der Ablagerung der Tuffzone durch Erosion grösstenteils entfernt wurde.

Ganz in der Nähe findet man auch im *Nord-Laviagebiet* wieder Phyllite, z. T. mit conglomeratischen Einlagerungen, aber ohne Tuffe. Dagegen sind diese wieder in dem *Suodeniemigebiet* vertreten, und scheinen hier mit dem Liegenden in Berührung zu treten. Der Hauptteil der hier anstehenden Schiefer besteht jedoch aus Phylliten, Glimmer- und Hornblendeschiefern, welche ihrer ursprünglichen Beschaffenheit nach den entsprechenden Gesteinen der Näsijärvi-Gegend und des Kankaanpäägebietes analog waren. Hier findet man aber auch in dieser Phyllitzone, und zwar in der Nähe der ehemaligen Unterlage, conglomeratische Bildungen, die in den übrigen Schieferzonen im allgemeinen in höheren Niveaus gefunden wurden.

Es lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob die untere Phyl-

litzone und die obere Tuffzone der westlichsten Schiefergebiete den beiden Hauptabteilungen des grössten Gebietes genau entsprechen. Nichts spricht jedoch gegen, und recht vieles für eine solche Annahme.

In jedem Falle dürfte aus dem im vorigen angeführten klar hervorgehen, dass die hier geschilderte Schichtfolge keine unbedeutende locale Formation bildete, sondern dass sie aus einer Anzahl verschiedener Glieder zusammengesetzt war, welche sich zum Teil mit einander parallelisiren lassen, zum Teil aber durch Discordanzen von einander getrennt sind.

Nur Bruchstücke sind uns jetzt erhalten, sie sind aber gross genug um zu zeigen, dass sie Reste zusammenhängender Ablagerungen sind, welche einst grosse Landstrecken bedeckt haben. Die Phyllitzone, welche bei einer wahrscheinlichen Mächtigkeit von ein bis zwei Tausend Metern eine Längenausdehnung von 120—160 Kilometer besitzt, ist ein Beweis dafür, dass eine relativ grossartige Sedimentation schon während dieser Zeit stattgefunden hat. Es muss ein *Festland* gegeben haben, durch dessen Erosion sie entstand. Die mannichfaltige Beschaffenheit der Gerölle in den Conglomeraten beweisen, dass *Flüsse* Material aus längeren Entfernungen herbeiführten. Die grosse Mächtigkeit der Tuffe, welche die obere Abteilung der Schieferformation bilden, mit den in ihnen eingelagerten Ergussgesteinen bezeugen, dass eine grossartige *vulcanische Thätigkeit* während dieser Zeit stattgefunden hat.

Nun finden wir c. 60 Kilometer im Süden von Tammerfors, unter ganz ähnlichen Beziehungen zu den umgebenden Gesteinen, das grosse *Uralitporphyritgebiet* von *Tammela,* den Rest einer gewaltigen Decke stark umgewandelter archäischer Ergussgesteine. Diese ruht hier direkt auf dem liegenden Complex von gneissartigen Graniten, Dioriten, Glimmerschiefern und Adergneissen, welche sicher demselben Complex wie das Liegende der Tammerforsschiefer angehören. Unter der sehr wahrscheinlichen Annahme, dass die Uralitporphyritdecke während derselben Zeit wie die Uralitporphyrite und Tuffe der Tammerforsgegend gebildet wurde, könnte man somit annehmen, dass das Festland und die Vulcane nach dieser Seite hin lagen, da die Wassersedimente der betreffenden Zeit hier fast vollständig fehlen. [1]

Uralitporphyrite, welche den Tammelagesteinen ganz ähnlich sind, findet man auch auf den *Pellingeinseln* ausserhalb der Stadt Borgå

[1] Nur ganz vereinzelt findet man auch hier Phyllit und geröllführendes Gestein. Tschermaks Min. u. Petr. Mitth. XII, 1891. S. 121 u. 124.

beim Finnischen Meerbusen. Sie werden im Norden von dem gneissartigen roten Granit dieser Gegenden durchdrungen und sind in der Nähe desselben in Hornblendeschiefer und -gneisse umgewandelt.

Auch in der Gegend zwischen Pellinge und Tammela findet man auf mehreren Stellen in dem hier herrschenden rötlichen, meistens deutlich parallelstruirten Granit kleine Schollen von Uralitporphyrit oder von Tuffen desselben Typus wie die Tammerforsschiefer. An allen diesen Stellen werden sie von Adern aus dem umgebenden Granit durchdrungen, und da weiterhin dieser auch bei seiner Berührung mit dem Uralitporphyrit in Kalvola (S.W. von Kalvolanjärvi) Gänge in dieselben hineinschiebt, geht daraus hervor, dass dieser *Granit der Südküste* mit grosser Wahrscheinlichkeit für jünger als die Tammerforsschiefer zu halten ist. Petrologisch ist er *zuweilen* dem Granit des grossen centralen Gebietes, welcher die Tammerforsschiefer durchdringt, sehr ähnlich, meistens unterscheidet er sich aber davon durch einen konstanten *Granatgehalt* und die oft sehr ausgeprägte Parallelstruktur, welche wenigstens in vielen Fällen auf dem massenhaften Vorkommen grösstenteils assimilirter Schiefereinschlüsse beruhen dürfte. Wenn nun auch die Frage offen bleiben muss, ob er eine mit dem Centralgranit genetisch zusammenhängende Bildung ist oder nicht, so nimmt er in jedem Falle in der Altersfolge zu den zunächststehenden älteren und jüngeren Bildungen eine ganz analoge Stellung ein, da er jünger als alle archäischen Schiefer der Gegend ist.

Sehen wir uns nun nach Gesteinen entfernter liegenden Gegenden um, welche wie die Schiefer von Tammerfors während der Zwischenzeit der zwei grossen archäischen Granitintrusionen des südlichen Finlands gebildet worden sind, und somit mit den Tammerforsschiefern parallelisirt werden könnten, so finden wir in der Provinz Uleåborg am Flusse Kalajoki in *Ylivieska* und den naheliegenden Kirchspielen Schiefer, welche dabei in Betracht kommen können. Hier kommen auch *Conglomerate* vor, die noch stärker als die Näsijärviconglomerate umgewandelt worden sind, ausserdem *Phyllite,* echte feuersteinähnliche *Hälleflinten*, gabbroartige, ziemlich schwach umgewandelte Diabase sowie endlich eine wechselnde Reihe von Gesteinen, welche an Plagioklas und Hornblende reich und meistens ganz massig sind, und die wahrscheinlich als porphyrische Diabasgesteine, die stärker umgewandelt worden sind, z. T. vielleicht auch als Tuffe von solchen zu betrachten sein dürften. Die Schiefergesteine werden von einem *Uralitporphyrit* durchdrungen; Uralitporphyrite und ihre Tuffe scheinen auch, nach dem Vorkommen als lose Blöcke zu urteilen, im Nordwesten von Ylivie-

ska am Ufer des Bottnischen Meerbusens grosse Verbreitung zu besitzen, und ähneln hier vollkommen den gleichnamigen Gesteinen von Süd-Finland.

Die Schiefer von Ylivieska, wie es scheint, auch die umgewandelten Diabasgesteine, werden hier auch von einem *Granit* durchdrungen, welcher seiner Beschaffenheit nach dem jüngeren archäischen Granit der Tammerforsgegend sehr ähnlich ist. Es ist sogar sehr wahrscheinlich, dass das grosse centrale Granitgebiet sich in ununterbrochenem Zusammenhang bis an die Schieferzone von Ylivieska erstreckt, obgleich ich wegen mangelnder Beobachtungen genötigt war, die Nordgrenze auf der Übersichtskarte etwas südlicher zu ziehen. Im S.W. der Schieferzone findet man dagegen sehr typische graue Gneissgranite, welche mit den älteren Graniten der Tammerforsgegend vollständig übereinstimmen und auch durch die Provinz Wasa bis dorthin verfolgt werden können. Die direkten Contacte gegen die Ylivieskaschiefer sind noch nicht beobachtet worden, ich zweifle aber kaum daran, dass diese gneissartigen Granite und die in Verbindung mit ihnen vorkommenden, gleichfalls äusserst stark metamorphosirten Schiefer und Adergneisse auch hier älter als die schwächer metamorphosirte Schieferformation sind.

Nach den freundlichen Mitteilungen von Professor Högbom kommen weiter bei *Skellefteå* im nördlichen *Schweden* archäische Schiefergesteine vor, welche den Schiefern von Tammerfors noch viel ähnlicher als diese Ylivieskaschiefer sind. Besonders die als Gerölle hier vorkommenden *Ergussgesteine* sind denjenigen von Tammerfors zum Verwechseln ähnlich. Hier findet man aber zusammen mit den *Conglomeraten* und *Phylliten* auch *Kalksteine*. Da die Schiefer von Tammerfors einen ausgeprägt *litoralen* Charakter zeigen, wäre es von überaus grossem Interesse, wenn man hier oder auf anderen Stellen Gesteine finden könnte, welche als entsprechende Tiefseeablagerungen gedeutet werden könnten.

Ja, es erscheint sogar nicht ganz undenkbar, dass eine Parallelisirung zwischen den Schiefern von Tammerfors und anderen archäischen Sedimentformationen noch weiter ausgedehnt werden könnte. Noch im südwestlichen Schweden findet man nämlich auf mehreren Stellen Schieferformationen, welche dem jüngsten Teil des Grundgebirges angehören und welche, wie ich mich selbst an Ort und Stelle überzeugt habe, sowohl ihrem petrologischen Charakter nach wie in ihrem Verhalten zu den archäischen Graniten mit den Tammerforsschiefern grosse Analogie zeigen. Die wichtigsten dieser Gesteine finden

sich bei *Grythyttehed* im N.W. vom Wenern-See und sind nach Törnebohm etwas jünger als die grosse erzführende Schieferformation des mittleren Schwedens.

Da nun wenigstens die *Möglichkeit* einer Parallelisirung dieser entfernt von einander liegenden archäischen Schieferformationen vorliegt, bedarf man eines systematischen Begriffs für die Sedimentformationen, welche ungefähr gleichzeitig mit den Schiefern von Tammerfors gebildet worden sind. In einem früheren Aufsatze habe ich vorgeschlagen, dieselben als »*bottnisches* System» zu bezeichnen. Jedoch ist es vielleicht unrichtig, hier von einen System zu sprechen, da es unentschieden bleiben muss, ob dieser Begriff jemals mehr als einen localen Wert haben wird. Es ist deswegen wohl richtiger, hier einfach von *bottnischen Formationen* zu reden. *Zu dieser Abteilung wären alle die archäischen Sediment- resp. Ergussgesteine zu zählen, welche älter als der jüngere archäische Granit des grossen centralen Granitgebietes oder die mit ihnen genetisch verbundenen Granite, dagegen jünger als die wohl charakterisirten älteren Granite des südwestlichen Finlands, und die mit ihnen genetisch zusammenhängenden Gesteine sind,* indem sie von ihnen durch eine deutliche Discordanz geschieden werden.

In Anbetracht der grossen Verbreitung dieser beiden Granite erscheint es möglich, die Parallelisirung auf solchem Grund recht weit auszudehnen. Ringsum das 23,000 km² grosse centrale Granitgebietes besitzen die älteren Granite überall denselben Habitus. Noch im mittleren Schweden findet man alte archäische Granite, welche ganz dieselbe Beschaffenheit wie diese präbottnischen Granite Finlands zeigen, und gleichwie diese sehr charakteristische basischere Gesteine, wie Diorite, Gabbros und Peridotite in kleineren Massen enthalten. Besonders der s. g. *Upsalagranit* mit seinen gneissartigen Abänderungen dürfte ziemlich sicher mit den präbottnischen Graniten Finlands parallelisirt werden können. Auch unter den jüngeren archäischen Graniten Schwedens giebt es solche, welche sowohl petrologisch wie geologisch mit den postbottnischen Graniten Finlands grosse Übereinstimmung zeigen. Hier scheinen aber mehr verschiedene Abarten der jüngeren Granite als bei uns vorzukommen, was vielleicht nur darauf beruht, dass die Erosion bei uns die tiefen unterirdischen Magmareservoire, in Schweden dagegen die aus diesen zu verschiedenen Zeiten hervorgedrungenen und in höheren Niveaus erstarrten kleineren Granitmassen blosgelegt hat.

In dem Liegenden der bottnischen Formationen der Gegend von

Tammerfors fanden wir noch echte sedimentäre Schiefer, aber sie waren mit Graniten so innig vermengt, dass es als eine hoffnungslose Aufgabe erscheint, diesen Complex nach irgend welchen stratigraphischen Gesichtspunkten einzuteilen. Ich habe früher den Vorschlag gemacht, diese präbottnischen Formationen »katarchäisch» zu nennen und unter diesen Namen überhaupt alle solche archäische Gneissformationen einzureihen, welche nach erfolgter Untersuchung einer Gegend sich als ein stratigraphisch völlig unzertrennliches Ganzes erwiesen, in welchem somit nicht einmal local eine Discordanz entdeckt werden konnte. Doch war es vielleicht übereilt, dem präbottnischen Complex des südwestlichen Finlands diese Bezeichnung zu geben. Denn wenn auch hier die in diesem älteren Complex enthaltenen Sedimentgesteine durch Faltung und Granitintrusion in so verwickelter Weise verwoben worden sind, dass es als eine hoffnungslose Aufgabe erschien, nach ihrem Liegenden hier zu suchen, so lässt es sich doch gut denken, dass man dieselben Gesteine an anderen Stellen verfolgen könnte, wo sie mit ihrem Liegenden in Berührung träten.

An dieser Stelle müsste man auch erwarten, die ursprüngliche Beschaffenheit deutlicher erhalten zu finden; denn wo einmal das Liegende erhalten ist, muss es bei späteren Dislocationen und Intrusionen *horstartig* aufgetreten sein, und *muss dann auch die darauf ruhenden jüngeren Sedimente vor Zerstörung durch die Granitintrusionen geschützt haben* (vergl. S. 194).

Bei dieser älteren Discordanz müsste dann nochmals die Frage aufgestellt werden, wie dieses ältere Liegende entstand. Enthält auch dieses wieder Gesteine, welche mit einiger Wahrscheinlichkeit als metamorphosirte Sedimente gelten könnten, so wäre es wenigstens denkbar, dass ihr Liegendes entdeckt werden könnte, und so müsste man bis in die Unendlichkeit weiter »nach unten hin» in der Formationsreihe schreiten, wenn nicht einmal ein Complex entdeckt werden könnte, welcher keine Sedimente enthielte, also von »*präsedimentärem*» Alter wäre. Nur in diesem Falle könnte man sicher sein, dass man einen ältesten *völlig unteilbaren* Complex vor sich hätte. Es ist deswegen richtiger, den Begriff *katarchäisch* für einen solchen Fall zu reserviren, denselben also *gleichbedeutend mit azoisch in seiner eng theoretischen Bedeutung zu machen.* Nur bei einer solchen Anwendung erhält derselbe eine fixirte, nicht verschiebbare Begrenzung.

Bisjetzt gelang es mir wohl nicht, die sedimentären Schiefer des präbottnischen Complexes von Tammerfors in direkter Folge bis an der Ort zu verfolgen, wo sie mit ihrem einstmaligen Liegenden in Berüh-

rung träten. Doch erscheint es, wie man bei der Betrachtung der Übersichtskarte findet, nicht gerade unwahrscheinlich, dass die präbottnischen Schiefer und schieferartigen Gneisse sich über S:t Michel und Nyslott bis in das östliche Finland fortsetzen. Wenn nun die vorläufig ganz provisorische Annahme einer genetischen Verbindung dieser Formationen sich bewähren würde, so würden wir die grosse Schieferformation des östlichen Finlands als den schwächer metamorphosirten Äquivalent für die präbottnischen Schiefer des westlichen Finlands betrachten müssen. Denn diese Formation geht gegen Osten hin überall in Adergneisse über, während man dagegen im Osten ihr Liegendes noch erhalten findet, welches ihr auch Schutz gegen eine stärkere Einwirkung der Metamorphose gewährt hat.

Da es in jedem Falle von Interesse ist, diese Schieferformation mit den Tammerforsschiefern zu vergleichen, werde ich hier ihre petrologische Beschaffenheit und Geotektonik kurz beschreiben.

Diese Schieferformation erstreckt sich von dem nördöstlichen Ladogaufer gegen N.N.W. bis nach dem See Pielisjärvi und von dort weiter bis in die Gegend des Uleå-Sees (Vergl. die geologische Übersichtskarte, worauf ich die wahrscheinliche Verbreitung dieser Formation nach den spärlich vorhandenen Angaben bezeichnet habe). Diese Schieferzone, welche stellenweise eine Breite von mehr als 20 Kilometer besitzt, besteht vorwiegend aus mittelkörnigen *glimmerschieferartigen Gesteinen*, welche einerseits in *Phyllite*, anderseits aber in *gneissartige Schiefer* übergehen, welche petrologisch den stark gefalteten Glimmergneissen des südwestlichen Finlands sehr ähnlich sind. Die Schiefer enthalten oft Krystalle von *Granat, Staurolit* und *Andalusit*, welche in den phyllitischen Varietäten meistens klein sind, in den Glimmerschiefern dagegen eine Grösse von mehreren Centimetern erreichen können. In den gneissartigen Varietäten fehlen sie oft oder sind durch Anhäufungen von Muscovit ersetzt worden, welche in einigen Fällen erweislich Pseudomorphosen nach Granaten sind.

Infolge der starken Metamorphose, welche diese Gesteine erlitten haben, trifft man in ihnen nur selten klastische Strukturen an. Doch findet man auch hier an mehreren Stellen ganz unzweifelhafte Conglomerate, welche besonders in der Nähe des Sees Jänisjärvi an der Nordostgrenze der Schieferformation und zwar in den obersten Teilen derselben gut erhalten sind. Die Gerölle bestehen hauptsächlich aus einem glasigen *Quarzit*, welcher auch als Einlagerungen in der Schieferformation vorkommt, an einigen Localitäten auch aus dem Granitgneiss, welcher das Liegende derselben bildet. Das Cäment ist bei Jänisjärvi

phyllitisch und enthält reichlich kleine Granate. An anderen Stellen ist es quarzitisch und endlich findet man in Tohmajärvi, in der Mitte der Schieferzone, ein Conglomerat mit gut erkennbaren, gerundeten Geröllen wechselnder Beschaffenheit, in welchem *das Cäment aus einem grobkörnigen Glimmerschiefer gebildet wird,* welcher grosse Granate und gut krystallisirte Staurolite enthält.

Denselben Quarzit, welcher nahe unterhalb des Conglomeratlagers von Jänisjärvi vorkommt und ohne Zweifel ein äusserst stark umgewandelter Quarzsandstein ist, findet man auch überall in den übrigen Teilen der Schieferformation wieder, sogar dort, wo die Sedimente eine ganz gneissartige Beschaffenheit erhalten haben. Ebenso trifft man auch Einlagerungen von *Kalkstein* überall in der Schieferformation an. Durch das Vorkommen dieser »Leitlager» sowie durch die stetigen Übergänge werden die einzelnen Teile der Schieferformation sehr eng mit einander verbunden, so dass nicht im geringsten Zweifel darüber obwalten können, dass man hier eine einzige verschieden stark metamorphosirte Sedimentformation vor sich hat.

Wie man nun einerseits Übergänge zwischen Phylliten und Glimmerschiefern, die zuweilen feldspatreich und dann gneissartig werden, auf zahlreichen Stellen beobachten kann, so findet man hier auch in überaus grossem Maassstabe Übergänge zwischen diesen Gesteinen und stark *granitisirten Schiefern* oder *Adergneissen.* Gegen Westen gehen nämlich die Schiefer in der ganzen Länge der Schieferformation *allmählich* in Gesteine über, in welchen Granit bald in gut getrennten Adern und Stöcken, bald mit dem Schiefer innig vermischt in immer wachsender Menge vorkommt. Auf meilenweiten Strecken, wo die Gesteine gut aufgeschlossen sind, ist es meistens ganz unmöglich an irgend welcher Stelle eine bestimmte Grenze zwischen den sicher sedimentären Schiefern und solchen »Adergneissen» zu ziehen, welche auch oft aus einer granitischen Hauptmasse mit darin liegenden Flatschen und Streifen von dunklem Schiefermaterial bestehen. Aber auch dort, wo kleinere Massen von ganz typischem Granit innerhalb der Schieferformation auftreten, kann man zuweilen (besonders auf den Inseln im Ladoga im Kirchspiel Sordavala) an keiner Stelle eine Grenze zwischen dem Glimmerschiefer und dem Granit finden, sondern konstatirt mit Erstaunen, dass beide Gesteine durch die unzweifelhaftesten und zwar sehr schnellen Übergänge mit einander verbunden sind. Der Glimmerschiefer hat dann einen fast massigen Charakter angenommen, in dem die Glimmerblättchen nicht parallel, sondern kreuz und quer angeordnet sind. Er spaltet sich wie ein Granit in quaderartige Blöcke

und wird deswegen mit Vorteil als Monumentstein verwendet. Auch dieses massig aussehende Gestein hat jedoch die normale Zusammensetzung eines Glimmerschiefers und geht allmählich in die schwächer metamorphosirten Glimmerschiefer und Phyllite über.

Der »Übergang» zwischen diesem sicher sedimentären Schiefer und dem Granit lässt sich nur durch eine Contacteinwirkung erklären, bei welcher der Schiefer bis zur beginnenden Schmelzung metamorphosirt wurde. Überhaupt dürfte man wohl die Granitisationserscheinungen nirgends besser studiren können, als in dieser Gegend, wo sie in so grossartigem Maassstabe auftreten und man in den glacialerodirten Uferfelsen des Ladoga jedes Detaille ausgezeichnet beobachten kann.

Man mag nun diese Erscheinungen wie man will theoretisch erklären: *Thatsache* ist jedenfalls, dass die Schieferformation vom Ladoga gegen Westen allmählich in Gesteine übergeht, in welchen weder die ursprüngliche petrologische Beschaffenheit, noch Schichtung oder Stratigraphie mehr hervortreten. Im Nordosten von diesem See findet man dagegen dieselben Schiefer *in Contact mit ihrem Liegenden*, und hier ist ihre ursprüngliche Beschaffenheit viel besser erhalten und auch der stratigraphische Bau der Sedimentformation lässt sich hier noch gut enträtseln.

Das Liegende der Schieferformationen besteht aus *granitischen Gneissen*, welche im Osten von den Schiefern grosse Verbreitung besitzen und am Nordufer des Ladoga *auch innerhalb der Schieferzone als kleinere rundlich begrenzte Gebiete auftreten*. Der Granitgneiss zeigt niemals intrusive Contacte gegen die Schiefer. Das Streichen der sedimentären Schichten richtet sich in der Nähe der Grenze genau nach ihrem Verlauf, und das Einfallen ist hier meistens ziemlich flach (zuweilen nur 45°, während sie entfernter davon überwiegend 70°—90° beträgt), so dass es offenbar wird, dass die Schichten der hangenden Schieferformation hier noch auf ihrem aus Granitgneiss bestehenden Liegenden ruhen. Die petrologisch verschiedenen Teile der Schieferformation folgen einander, von dem Granitgneiss gerechnet, stets in derselben Ordnung. In der Nähe des Contactes findet man immer eine 200—2000 m breite Zone von *Hornblendeschiefer*, in deren untersten und obersten Niveaus Einlagerungen von einem meistens dolomitischen *Kalkstein* vorkommen, zusammen mit welchem oft Granat-Malakolitfelse sowie Eisenerz und Kiese auftreten, die wahrscheinlich pneumatolytischer Entstehung sind. Auf die Hornblendeschieferzone folgen dann Glimmerschiefer, zuweilen feldspathaltig, quarzitische Ein-

lagerungen etc. Da die Sedimentformation hier einen so deutlich und regelmässig geschichteten Bau besitzt, kann man hier die Mächtigkeit dieser *untersten* Teile gut abschätzen und findet dabei, dass sie wenigstens ein Tausend Meter betragen muss.

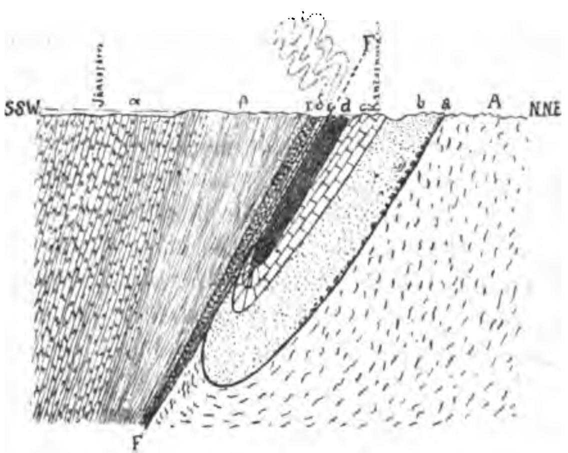


Fig. 96.
Schematisches Profil durch den Granitgneiss, die Schieferformation und die Quarzitformation beim See Jänisjärvi im östlichen Finland.

d Diorit, intrusiv in der Quarzitformation.
c Dolomit.
b Quarzit (oft sandsteinartig).
a Bodenconglomerat mit Bruchstücken aus A (wird bei Jänisjärvi nicht sichtbar).
ε Dolomitischer Kalkstein.
δ Conglomeratschiefer mit krystallinischem Cäment und Geröllen aus *γ*.
γ Quarzitschiefer (glasig).
β Phyllit.
α Glimmerschiefer mir reichlichem Staurolit, Andalusit und Granat.
A Granitgneiss.
F Faltenverwerfung.

An der gerade verlaufenden Hauptgrenze zwischen der Schieferformation und dem im N.O. derselben anstehenden Granitgneiss beobachtet man niemals die ursprünglichen Contacte dieser verschiedenen Bildungen. Längs der ganzen Grenze sind die Schiefer über ihr einstmaliges Liegende *übergeschoben* worden, wobei eine weit jüngere, klastische Quarzit-Dolomit-Thonschiefer-Formation zugleich zwischen ihnen eingefaltet worden ist. Das Profil bei Jänisjärvi in Fig. 96 veranschaulicht diese Verhältnisse und zeigt zugleich die Lagerfolge in den *obersten* Teilen der Schieferformation. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt wieder wenigstens 1,000—1,500 m.

Nun kommen in der *Mitte* der Schieferzonen Glimmerschiefer mit eingelagerten mächtigen Kalksteinmassen vor, welche sicher mit keiner von diesen Schichtreihen parallelisirt werden können, sondern den *mittleren* Teilen dieser mächtigen Sedimentformation angehören müssen. Aus der relativen Verbreitung dieser verschiedenen Schichtreihen wird es wahrscheinlich, dass diese mittleren Teile eine weitaus grössere Mächtigkeit als die untersten und obersten besitzen. Die Ge-

sammtmächtigkeit der ganzen Sedimentformation dürfte demnach auf etwa 4—5,000 Meter geschätzt werden können.

Sehr merkwürdige Gesteine sind die *granitischen Gneisse*, welche das Liegende dieser Schiefer bilden. In den kleinen Gebieten am Ladogaufer ist das Gestein meistens von ziemlich tiefroter Farbe, sieht oft fast vollständig massig aus und besteht in einigen Varietäten hauptsächlich aus rundlichen oder linsenförmigen Körnern von Ortoklas und Quarz. Mikroskopisch hat es auch in diesen Varietäten mehr Gneiss- als Granitstruktur, und es giebt auch Varietäten, welche schon makroskopisch ganz gneissartig aussehen, indem sie eine deutliche Schieferigkeit und einen lageweisen Wechsel verschiedener Varietäten zeigen, welche sich durch die Farbe, das Korn und wechselnden Glimmerreichtum von einander unterscheiden. Dieser rothe Granitgneiss enthält hier oft, und zwar besonders in der Nähe des Contactes gegen die hangende Schieferformation, lagerähnliche Massen von einem *Hornblendegneiss*, der zuweilen in ein massig aussehendes dioritisches oder gabbroartiges Gestein übergeht.

In dem grossen Gebiet, dass im N.O. der Schieferformation liegt, besitzen diese Granitgneisse eine mehr wechselnde Beschaffenheit. Bald sind sie gestreift, oft sogar ganz gneissartig, bald wieder massig und granitähnlich, nicht selten auch undeutlich porphyrartig ausgebildet. Die Farben zeigen zuweilen dieselben charakteristischen rötlichen Nuancen wie am Ladoga, bald sind sie aber grau, und die dunklen Mineralien, welche in einigen der meist charakteristischen Varietäten vollständig fehlen oder sehr spärlich sind, häufen sich in anderen so stark an, dass die Gesteine in dunkelfarbige gesprenkelte »Diorite» oder Hornblendegneisse übergehen.

Trotz dieser Abwechselung, welche dadurch noch bunter wird, dass hier auch später eingedrungene, jüngere Granite vorkommen, hat diese Formation im grossen und ganzen ein sehr charakteristisches Gepräge, und gleicht in ihrem Auftreten keiner der früher beschriebenen archäischen Granitformationen des südlichen Finlands. Soweit jetzt bekannt, durchdringen sie niemals die umgebenden Gesteine und enthalten auch keine sicheren Schiefereinschlüsse. In einigen Varietäten findet man wohl Partien von einem biotitreicheren Gestein, die zuweilen recht scharf begrenzt sind, aber eben so wohl als Schlieren oder zerrissene Teile von glimmerreicheren Lagen wie als wirkliche Einschlüsse gedeutet werden können. Auch hat man innerhalb des Gebietes, wo der Granitgneiss das herrschende Gestein bildet, kleinere Gebiete von glimmerschieferartigem Gneiss gefunden, dessen Beziehungen zu jenem

schwer zu enträtseln sind, um so mehr, als in dieser Gegend auch jüngere Intrusivgranite vorkommen. *In jedem Falle dürfte es keine einigermaassen ausgedehnte Formation von sicher sedimentären Schiefern geben, welche älter als diese Granitgneissformation wäre.* Es erscheint somit sehr wahrscheinlich, dass wir es hier wirklich mit einer »präklastischen», also auch sicher azoischen Formation zu thun haben.

Nun ist es von besonderem Interesse, dass diese uralte, nur aus gneissartigen Gesteinen bestehende Formation in der s. g. »Jerngneisformation» des westlichen Schwedens ihre exacte Entsprechung hat. Auch diese Formation ist die älteste der betreffenden Gegend und enthält bei einer ungeheuren Verbreitung keine glimmerschieferartigen Gesteine. Der petrologischen Beschaffenheit nach sind diese Gesteine den ostfinländischen oft zum Verwechseln ähnlich und auch in Schweden findet man in dieser Formation lagerartige Massen eines basischen Gesteins, des s. g. »Hyperites», welches wenn es stärker metamorphosirt wird, den Hornblendegneissen des östlichen Finlands vollständig ähnelt. Die Schieferungsflächen nehmen in diesem Granitgneisse über weite Strecken eine *fast horizontale* Lage ein.

Diese Formationen sind somit der chemischen und mineralogischen Beschaffenheit nach den Tiefengesteinen ähnlich, zeigen aber zugleich einen typischen Gneisscharakter und sind auch in ihrem geologischen Auftreten von den echten Tiefengesteinen sehr verschieden. Da sie weiter an den beiden Stellen das *älteste* der ganzen präcambrischen Gesteinsreihe bilden, so erscheint mir die schon früher erwähnte Annahme keineswegs abenteuerlich, nach welcher man hier wirklich »präsedimentäre» Gesteine, also mit anderen Worten *Teile der ersten Erstarrungskruste der Erde* vor sich hätte.

Es ist wahr, dass in letzterer Zeit die Mehrzahl der Geologen der Annahme, dass man an irgend welcher Stelle diese erste Erstarrungskruste finden könnte, skeptisch entgegengetreten sind. Ich habe mich auch selbst früher gegen diese Ansicht ablehnend verhalten. Und doch muss wohl Jedermann Rosenbusch darin Recht geben, dass »wenn überhaupt Theile der ersten Erstarrungskruste von Menschenaugen je gesehen worden, dieselben in den tiefsten Abtheilungen des Grundgebirges zu suchen sind.» [1]

Hier tritt nun dieselbe Ansicht wieder in einer ganz concreten Form auf, in dem ein faktisches Material vorliegt, welches untersucht werden kann und dessen Alter sich nach oben genau begrenzen lässt.

[1] Zur Auffassung des Grundgebirges. N. Jahrb. Min. 1889, Bd. II. S. 88.

Auf diesem exakten Boden wird sich wohl die Frage in der Zukunft noch entscheiden lassen.

Wenn nun in jedem Falle die Annahme berechtigt ist, dass diese Granitgneissformation älter als alle anderen Gesteine des südlichen Finlands ist, so finden wir hier eine Formation, welche dem oben aufgestellten Begriff »*katarchäisch*» genau entspricht. Da in dieser Formation keine sedimentären Gesteine vorkommen, braucht man nicht zu fürchten, hier weitere Discordanzen zu finden. Man kann ziemlich sicher sein, dass diese katarchäische Formationen immer *stratigraphisch unzerteilbar* bleiben werden.

Was nun wieder die *hangende Schieferformation* derselben Gegenden angeht, so ist ihr Alter *nach oben* durch die Beziehungen zu den sie durchdringenden Graniten festgestellt. Diese z. T. gneissartigen, meistens rötlichen Granite erstrecken sich längs dem nördlichen Ladogaufer gegen S.W. und setzen sich längs der nördlichen Grenze des Rapakivigebietes (und wahrscheinlich unter demselben) weiter fort, um am Nordufer des finnischen Meerbusens wieder in grossen Massen aufzutreten.

Nun sind dieselben Granite, wie S. 204 erwähnt wurde, sicher jünger als die Uralitporphyrite und die zusammen mit ihnen auftretenden Schiefer. Die Schiefer am Ladoga können somit *nicht jünger* als bottnisch sein, in dem Sinne, den wir oben diesem Wort gegeben haben. Vergleicht man aber den petrologischen Charakter beider Gesteinsgruppen, so findet man, dass die »ladogischen» Schiefer *im allgemeinen* viel stärker metamorphosirt sind als die bottnischen. So feine Einzelheiten der primären Struktur wie dort findet man in ihnen niemals erhalten. Nur an einigen Stellen sind sie so gut erhalten, dass sie noch eine phyllitische Beschaffenheit zeigen und dass eine ursprüngliche Conglomeratstruktur erhalten bleibt; die Hauptmasse ist in glimmerschiefer- und gneissartige Gesteine umgewandelt worden. Wenn man ferner in Betracht zieht, dass sie auf einer uralten Unterlage ruhen und dass sie durch diese Lage offenbar im hohen Grade gegen spätere Metamorphose geschützt werden mussten, so scheint mir die Annahme wahrscheinlich zu sein, dass sie eine *sehr alte* Formation bilden, in jedem Falle viel älter als die bottnischen Sedimente und wahrscheinlich auch älter als die Granite ihres Liegenden. Da nun diese präbottnischen Granite auch in den Gegenden W. von den ostfinländischen Schieferformationen vorkommen, wird man hier in der nächsten Zukunft die Frage von dem gegenseitigen Alter dieser grossen archäischen Sedimentformationen sicher entscheiden können.

Das folgende Schema giebt eine Übersicht der Verschiedenheiten zwischen den bottnischen und dieser von mir s. g. *ladogischen* Schieferformation.

Tabellarischer Vergleich zwischen den bottnischen und der ladogischen Schieferformation.

Bottnische Schiefer des westlichen Finlands:	Ladogische Schiefer im östlichen Finland:
Werden von dem jüngsten Grundgebirgsgranit der Gegend durchsetzt.	Werden von den jüngeren Grundgebirgsgraniten der Gegend durchsetzt. Die Beziehungen zu den älteren, grauen Graniten des mittleren und westlichen Finlands sind noch nicht genauer erforscht worden.
Überhaupt gleichförmig und unter Stereotypirung der ursprünglichen Struktur metamorphosirt. Phyllitcharakter vorherrschend. Andalusit und Granat ziemlich selten vorhanden. Adergneisse im Vergleich mit den echten Schiefern in zurücktretender Menge.	Sehr ungleichförmig, meistens unter fast vollständiger Zerstörung der ursprünglichen Struktur metamorphosirt. Glimmerschiefercharakter vorherrschend. Granat, Andalusit, Staurolit etc. äusserst häufig und oft in grossen Krystallen vorhanden. Übergänge in Adergneisse kommen häufig und in kolossalem Maassstabe vor.
Bestanden ursprünglich etwa zur Hälfte aus umgewandelten Thon- und feldspatschüssigen Sandlagern, zur Hälfte aus Tuffen und Ergussgesteinen. Conglomerate mit Geröllen von diesen Gesteinen sowie von Diorit, Syenit und Schiefergesteinen des Liegenden. Quarzit und Kalkstein fehlen vollständig.	Ausser umgewandelten Thonschiefern sehr häufig Quarzite, Kalksteine und Hornblendeschiefer unbekannten Ursprungs. In den Conglomeraten hauptsächlich Gerölle von diesem Quarzit und von dem Granitgneiss des Liegenden.
Im Liegenden ein Gemisch von Schiefern und intrudirten grauen gneissartigen Graniten.	Im Liegenden sind bisjetzt nur Granitgneisse und Hornblendegneisse gefunden worden.

Wenn nun die Ablagerungszeiten der Sedimente, durch deren Umwandlung die bottnischen und ladogischen Schiefer entstanden sind, wie mir wahrscheinlich erscheint, durch die erste grosse Granitintrusions-

epoche, die im südlichen Finland stattgefunden hat, getrennt worden sind, so wird man in den Gegenden, wo diese älteren präbottnischen Granite vorkommen, die verschiedenen Formationen nach ihrem Verhalten zu diesen Graniten unterscheiden können. Wo aber diese Schiefer von dem *postbottnischen* Granit durchdrungen werden und durch seine Einwirkung in Adergneisse verwandelt worden sind, da wird es wohl immer unmöglich sein zu entscheiden, welche Teile des Schiefergemengteiles dieser Adergneisse den bottnischen, welche den ladogischen Schiefern zugehören. In der That findet man in der Gegend von S:t Michel und Nyslott an mehreren Stellen in den Adergneissen, welche bei dem Hervordringen des jüngeren Granites granitisirt worden sind, Schiefer mit noch deutlich erhaltener Conglomeratstruktur, von welchen es wenigstens vorläufig, aber vielleicht auch immer zweifelhaft sein wird, ob sie mit den Conglomeraten der Tammerforsgegend oder mit den ladogischen zu parallelisiren sind.

Unter den Glimmerschiefern des nördlichen Finlands, welche auch oft Conglomerate mit Quarzitgeröllen und dolomitische Kalksteine enthalten, dürften sehr wahrscheinlich Äquivalente der ladogischen Schiefer vorkommen.

Auch in Schweden kommen nach der Darstellung Törnebohms sicher mächtige Schieferformationen vor, welche ihrem Alter nach *zwischen den jüngsten archäischen Schiefern,* welche ihrem Typus nach den bottnischen entsprechen, *und dem ältesten Granitgneiss liegen.* Ob nun unter diesen Formationen, zu welchen auch die eisenerzführende s. g. »Granulitformation» des mittleren Schwedens gehört, solche vorkommen, welche mit einiger Wahrscheinlichkeit mit den »ladogischen» parallelisirt werden könnten, lässt sich zur Zeit nicht entscheiden.

Wenn aber einmal das ganze archäische Gebiet des europäischen Nordens nach geologischen, nicht lediglich petrologischen Gesichtspunkten aufgenommen sein wird, dann werden viele dieser Fragen von selbst eine Lösung finden. Schon mit einem Blick auf die Karte wird man die Hauptzüge der Geotektonik dieser Gegenden erkennen. Die Wurzeln der alten Gebirgsketten werden deutlich hervortreten, die Zusammengehörigkeit oder der Unterschied der verschiedenen sedimentären und eruptiven Formationen wird in vielen Fällen ohne weiteres einleuchten. Bisjetzt kann man nur einige der Hauptzüge der Geologie dieser älteren Formationen in schwachen Umrissen wahrnehmen (vergl. die Karte in Fig. 97, S. 220).

Aber in jedem Falle kennen wir schon jetzt genug von der Geologie dieser ältesten Sedimentformationen, um überzeugt sein zu kön-

nen, *dass die bottnischen Sedimentformationen nicht die ältesten existirenden sein können*, da man auch in ihrem Liegenden sedimentäre Schiefer findet, und dass somit *ihre Mächtigkeit nur einen sehr unbedeutenden Teil der Gesammtmächtigkeit der archäischen Sedimente angiebt.*

Beweise für das präcambrische Alter der bottnischen Sedimentformationen. Übersicht der jüngeren präcambrischen Geologie des südlichen Finlands.

Wenn in archäischen Gesteinen solche Strukturen entdeckt werden, welche beweisen, dass diese rätselhaften Gebilde durch *actuelle Ursachen* entstanden sind, so kann man darauf gefasst sein, Einwendungen von zwei entgegengesetzten Gesichtspunkten zu hören. Einerseits wird die Richtigkeit der Beobachtungen oder der Deutung der geschilderten Thatsachen bezweifelt. Wenn aber die Beweise in dieser Beziehung unwiderleglich erscheinen, dann wird einfach das archäische Alter in Abrede gestellt.[1]

Die erste Einwendung ist wie ich hoffe durch die gegebene petrologische Schilderung schon genügend widerlegt worden. Was die zweite Einwendung betrifft, so wird es wohl den finländischen und schwedischen Geologen wie ein Kampf gegen Windmühlen erscheinen, dieselbe ausführlicher zurückweisen zu hören, da unter ihnen darüber keine Meinungsverschiedenheit herrscht, dass das Grundgebirge ihrer Heimath von *archäischem*, d. h. sehr *hoch präcambrischem Alter* ist. Denjenigen, welche mit der Geologie der betreffenden Gegend nicht eingehender vertraut sind, und besonders denen, welche selbst hauptsächlich paläozoische krystallinische Schiefer studirt haben, welche ja auch schon in Norwegen vorkommen, wird diese Ansicht keineswegs eben so axiomatisch vorkommen. In der That kann man Äusserungen mehrerer der bedeutendsten Autoritäten citiren, welche beweisen, dass die gegenteilige Annahme nahe zur Hand liegt.

[1] So sind z. B. gegen meine Schilderung der *archäischen Ergussgesteine* von Kalvola und Tammela, die ich im Jahre 1891 veröffentlichte (Tschermaks Min. u. petr. Mitth. XII. S. 97), diese beiden Einwendungen von verschiedenen Seiten gemacht worden. Vergl. Jahrb. preuss. geol. Landesanst. 1891. S. 217, Fennia 12, N:o 2. S. 19 u. deutsch. Resumé, S. 28 u. Fennia 12, N:o 3. S. 21 u. 29.

Dieses geht u. a. aus der vorsichtigen Ausdrucksweise Sir Archibald Geikies hervor, wenn er sagt: »from Scandinavia a great series of crystalline rocks presumed to be pre-Cambrian ranges through Finland into the north-west of Russia», etc.[1]

MichelLévy ist sogar der Ansicht, dass die Granitintrusionen, welche vor allem den Gesteinen des Grundgebirges ihren krystallinischen Charakter verliehen haben, *vorwiegend* während paläozoischer Zeit stattgefunden haben.[2]

Da wie Barrois sagt[3], es sehr wahrscheinlich erscheint, »que les terrains paléozoïques sont destinés à s'étendre de plus en plus sur les cartes géologiques, au dépens des terrains primitifs, par adjonction de faciès métamorphiques, gneissiques et micaschisteux», kann derjenige Geologe, der nicht an Ort und Stelle wohnt, wohl annehmen, dass dieses Schicksal auch die hier geschilderten Formationen treffen könnte[4], und dass man es also mit metamorphosirten paläozoischen Sedimenten zu thun hätte.

In *petrologischer* Beziehung ist es natürlich ziemlich gleichgültig, ob diese Gesteine von paläozoischem oder archäischem Alter sind. Das Schwergewicht liegt ja darin zu beweisen, dass diese Gesteine, trotzdem dass sie *typische krystallinische Schiefer* von dem im Grundgebirge vorherrschenden Typus sind, *zugleich echte Sedimente, Ergussgesteine* etc. waren. Wenn aber nun einmal während paläozoischer Zeit solche Processe stattgefunden haben, welche auf diese Weise die Gesteine umprägen konnten, so ist es völlig unverständlich, warum sie nicht auch früher haben stattfinden können.

Wie wir schon gezeigt haben, sind diejenigen Schiefer, welche unzweifelhaft klastische Strukturformen aufweisen, über das ganze krystallinische Gebiet des europäischen Nordens verbreitet[5], und sind über-

---

[1] Textbook of Geology. 3:d ed. 1893. S. 713.

[2] »Aucune d'entre elles ne parait antérieures au terrain cambrien; mais, à partir de la fin de cette période, elles se sont produites avec une extraordinaire abondance.» A. MichelLévy, Sur l'origine des Terrains cristallins primitifs. Bull. Soc. Géol. de France, 3:e série, T. XVI, p. 102, 1888.

[3] Annales Soc. Géol. du Nord. II, 1883—84. S. 139.

[4] Barrois hat sich jedoch selbst *für* die Annahme des archäischen Alters der hier betreffenden Formationen ausgesprochen. Vergl. Bull. Soc. géol. de France. 1897. T. XXV S. 724.

[5] Ausser den hier beschriebenen Conglomeratschiefern der Gegend von Tammerfors hat man Conglomerate, von deren Echtheit ich mich selbst durch Besuch der Localität oder durch die Untersuchung von Handstücken überzeugt habe, in den älteren archäischen Schieferformationen Finlands und Schwedens auf folgenden Stellen gefunden:

Im mittleren Finland:

Haukivuori, Umgebungen der Städte S:t Michel u. Nyslott.

all mit den hier vorkommenden oft gneissartigen Graniten aufs innigste verwoben. Diese Granite besitzen eine *sehr grosse räumliche Verbreitung* und es zeigt sich sowohl hierdurch wie aus der übereinstimmend fast senkrechten Lage der Schichten, dass die gewaltigen, mit Granitintrusionen verbundenen Dislocationen, welche die betreffenden Sedimentgesteine erlitten haben, *keine localen Erscheinungen* waren, sondern einst die ganze Gegend betrafen, worin man jetzt diese krystallinen Schiefer anstehend findet.

Nun liegen die *cambrisch-silurischen* Gebilde von Esthland, an dem Südufer des Finnischen Meerbusens, überall *gänzlich horizontal*, und sind von noch als *Thon* erhaltenen Sedimenten unterlagert.

Bei Tiefbohrungen in S:t Petersburg hat man unterhalb dieses cambrischen oder richtiger gesagt jüngst präcambrischen Thons einen roten gneissartigen Granit angetroffen, welcher dem postbottnischen Granit des südlichsten Finlands vollständig ähnlich ist.

Auch unter den Silurgebilden, welche am Boden des Bottnischen Meerbusens im Norden von Åland liegen, sind niemals contact- oder dislocationsmetamorphosirte Gesteine gefunden worden. Endlich findet

---

Im östlichen Finland:
Soanlaks, Tohmajärvi.
Im nördlichen Finland:
Ylivieska u. a. O. in Österbotten.
Taivalkoski im Kirchspiel Tervola am Kemi älf.
Im nördlichen Schweden:
Am Skellefte älf (nach unveröffentlichten Untersuchungen von Herrn Prof. A. G. Högbom.
Im mittleren und südlichen Schweden:
Elfvestorp u. a. O. in der Gegend von Grythyttan, Örebro län (A. E. Törnebohm, Öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag, blad 4, beskr. S. 37).
Åmål und Tydje am Wenern-See (A. E. Törnebohm, Beskr. till bladet Åmål, Sveriges Geol. Und. N:o 34. S. 19 u. 21.
Zwischen Rödja und Lannaskede in Småland (M. Stolpe, Beskr. till bladet Nydala, Sveriges Geol. Und. Ser. Ab. N:o 14, S. 24 u. Tafl. 1, 1 u. 2.)
Vestanå in Schonen (G. De Geer, Geol. Fören. Förh. Bd. 8, S. 30 und H. Bäckström, Vestanåfältet, Sv. Vet. Ak. Handl. B. 29, N:o 4. (engl. Summary of the contents). Diese gediegene Arbeit kam mir erst während der Drucklegung des petrologischen Teils meines Aufsatzes in die Hände, und ich konnte daher die darin zahlreich enthaltenen, interessanten Beobachtungen über die Umwandlung dieser oft sehr analogen archäischen Sedimentgesteine Schonens nicht als Vergleichsmaterial für meine Arbeit verwerten).
Vergl. weiter den Aufsatz A. E. Törnebohms in Geol. Fören. Förh. Bd. 18, S. 285, wo noch mehrere Vorkommnisse solcher archäischer Conglomerate erwähnt werden.

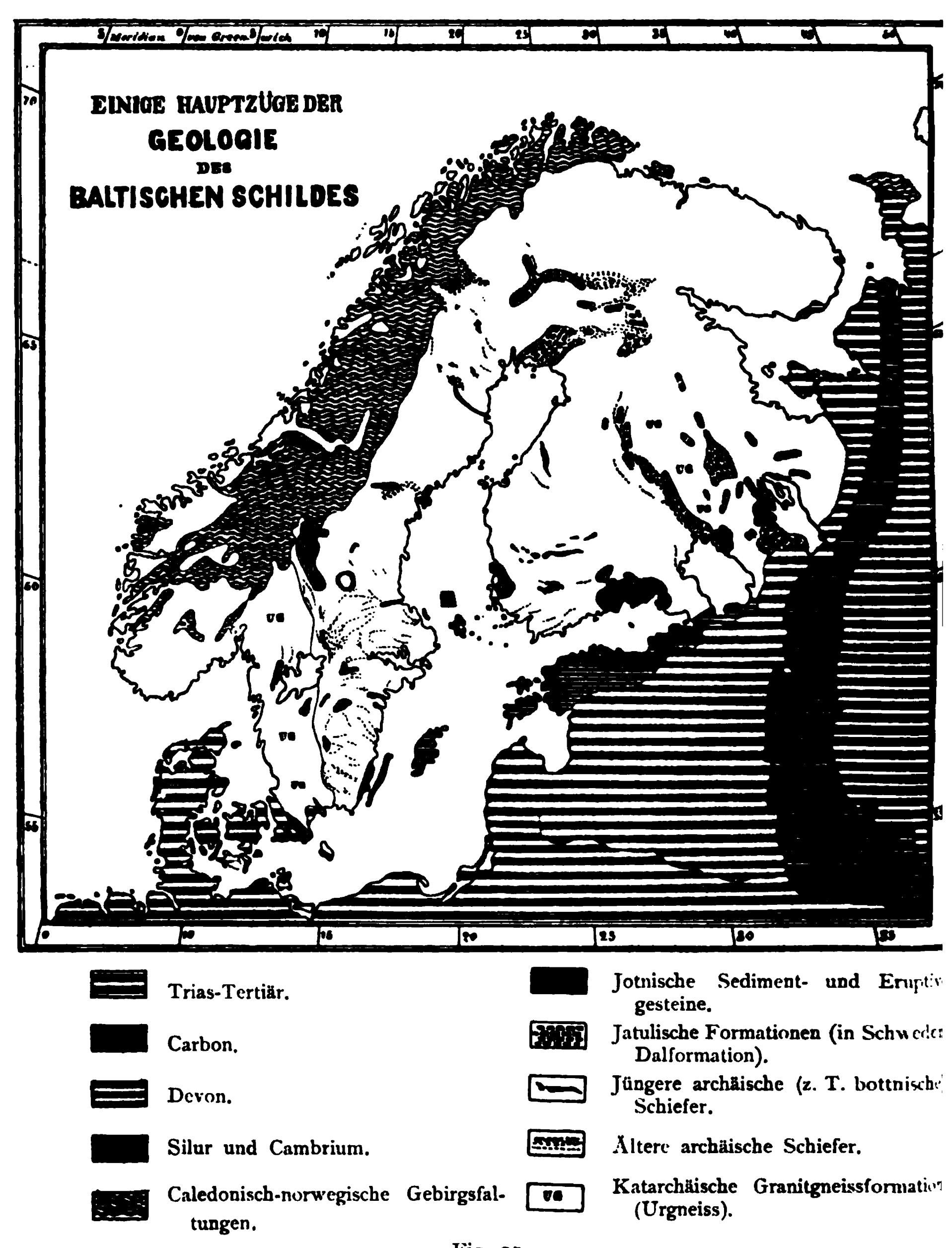


Fig. 97.
Einige Hauptzüge der Geologie des baltischen Schildes.

man im mittleren Schweden auf zahlreichen Stellen isolirte Gebiete cambrisch-silurischer Sedimente, die meistens fast *horizontal liegen*, und

deren Beschaffenheit gegen diejenige der sie umgebenden krystallinischen Schiefer den schärfsten Contrast bildet. Erst wenn man sich dem Kjölengebirge nähert, findet man die ersten Spuren der caledonisch-norwegischen Gebirgsfaltung, welche die westlichsten und nördlichsten Teile des jetzigen Scandinaviens in postdevonischer Zeit übergangen hat. *Es giebt bisjetzt keine einzige Thatsache, welche dafür sprechen würde, dass diese Faltung sich über das östliche Schweden und Finland erstreckt hätte, sondern im Gegenteil spricht alles dafür, dass hier seit cambrischer Zeit und sogar schon früher, was die tangentialen Bewegungen betrifft, völlige Ruhe geherrscht hat.*

Man braucht auch nur einen Blick auf eine geologische Karte von Schweden zu werfen (siehe auch die Kartenskizze in Fig. 97), um zu erkennen, dass das gefaltete und granitdurchsetzte Grundgebirge in seiner Gesammtheit älter als diese cambrisch-silurischen Gesteine ist. Die Schieferformationen, deren Schichten überwiegend ganz steil stehen, verbreiten sich über die ganze Gegend zwischen den paläozoischen Gebieten und erstrecken sich oft bis an ihre unmittelbare Grenze, und alle Granite, welche Spuren einer erlittenen Regionalmetamorphose zeigen, sind ebenfalls älter als das Cambrium. Diese schwedischen Schieferformationen sind nun den finländischen völlig analog und enthalten wie schon erwähnt wurde an zahlreichen Stellen eben so typische Conglomerate wie jene. Durch die Behauptung, dass alle finländischen sedimentären Schiefer von paläozoischem Alter seien, würde somit eine eventueller Widersacher der actualistischen Doctrine nichts gewinnen. Wohl würde aber eine solche Annahme, wenn sie allgemeiner anerkannt werden würde, in der Geologie des scandinavisch-finländischen Grundgebirges eine hoffnungslose Unordnung anstiften. Wenn nun Jemand eine solche neue Ansicht gegen die einstimmige Meinung der hier arbeitenden Geologen einführen wollte, muss wohl jedenfalls das onus probandi ihm gebühren, da für die gegenteilige Ansicht so viele zwingende Gründe angeführt worden sind. Überhaupt dürfte wohl die Forderung berechtigt sein, dass man nicht, wie so oft geschieht, das Alter oder die Entstehungsweise der Gesteine einer gewissen Gegend nach den Erfahrungen beurteilen soll, welche in *anderen* entfernten Gegenden angestellt worden sind, wo Gesteine mit ähnlichem Habitus vorkommen, sondern dass man das Alter und die Classification jeder Formationsreihe an Ort und Stelle nach den besten dort vorliegenden Gründen bestimmen soll.

Wenn nun auch in Finland fossilienführende paläozoische Gesteine völlig fehlen, so findet man hier andere Sediment- und Eruptivge-

steine, welche jünger als das gefaltete Grundgebirge sind und durch welche sich das Alter desselben nach oben abgrenzen lässt.

Die wichtigsten dieser Gesteine sind die s. g. *Rapakivigranite*, welche im südlichen Finland grosse Verbreitung besitzen und auch in dem gegenüberliegenden Teil von Schweden vorkommen (vergleiche die Übersichtskarte und die Kartenskizze in Fig. 97, wo sie unter der Bezeichnung jotnische Sediment- und Eruptivgesteine angegeben sind). Es sind grobkörnige, eigentümlich porphyrartige Granite von rotbrauner Farbe, welche häufig in Granit- und Quarzporphyre übergehen und auf Hogland von Tuffen begleitet werden. Diese Gesteine zeigen nicht nur ihrer Struktur nach, welche durch das Fehlen aller dynamometamorphen Erscheinungen gekennzeichnet wird, eine grosse Verschiedenheit von den älteren, z. T. gneissartigen, archäischen Graniten.[1] Auch in dem Auftreten zeigt sich ein grosser Unterschied, indem diese vorwiegend als stock- und lagerartige Massen zwischen den Fugen der krystallinischen Schiefer des Grundgebirges eingeschaltet sind, während dagegen die Rapakivigesteine, wie aus den Karten hervorgeht, scharfeckig begrenzte Gebiete bilden, in deren Innerem grosse Einförmigkeit herrscht und deren Grenzen die lagerartigen Gesteine des umgebenden Grundgebirges quer durchschneiden.

In naher örtlicher Verknüpfung mit den Rapakivigraniten kom-

---

[1] In früheren Aufsätzen und besonders in meiner Polemik mit Cohen und Deecke (Mitt. naturw. Ver. Neu-Vorpommern u. Rügen, 24 Jahrg. 1892, S. 1) habe ich diesen Unterschied mit vielleicht gar zu grosser Schärfe betont. Nachdem ich später das Rapakivigebiet von Ragunda in Schweden und die Contacte des Rapakivigebietes N.O. vom Ladoga kennen gelernt habe, bin ich selber auch zur Überzeugung gekommen, dass der Rapakivi, der auf Hogland so deutlich *effusiv* auftritt, doch in vielen, wahrscheinlich sogar den meisten Fällen *intrusiv* auf unterirdischen Spaltenräumen erstarrt ist. Ob es nun zweckmässig ist, den Namen Lakkolith auch für solche Eruptivmassen anzuwenden, welche nicht im Zusammenhang mit Faltungsbewegungen hervordrangen, und die von keinen sedimentären Schichten bedeckt werden, ist dabei eine Frage von geringerem Interesse.

Was den von mir stark betonten Unterschied zwischen den Contacten der Rapakivigesteine und denjenigen der älteren Granite betrifft, so glaube ich wohl noch immer, dass man solche Intrusivcontacte, wie z. B. den in Fig. 82 abgebildeten, wo der gewaltsam zerrissene Schiefer zahlreiche zerfetzte Einschlüsse in dem archäischen Granit bildet, bei dem Rapakivi vergebens suchen wird. Doch halte ich es jetzt für wahrscheinlich, dass in vielen Fällen auch das Hervordringen der archäischen Intrusivgranite nicht lediglich im Zusammenhang mit der von der Gebirgsfaltung verursachten mechanischen Zerreissung der Schiefermassen geschah, sondern dass diese Granite sich auch selbst durch Auflösung und Einschmelzung der nebenliegenden Gesteine ihren Weg bahnten, und in diesem Falle werden ihre Contacte von denjenigen der Rapakivigesteine, welche ihre zuweilen massenhaft vorkommenden Einschlüsse in grossem Maassstabe corrodirt und umgeschmolzen haben, principiell nicht so sehr verschieden sein.

men auch Olivindiabase (Åsby-Diabase) vor, welche sie durchdringen und somit jünger sind, während andere an den Grenzen der Rapakivigebiete auftretende gabbroartige Diabase oder richtiger gesagt »Anorthosite» sich als älter wie jene erweisen und als Einschlüsse in ihnen vorkommen.

Ebenso eng wie mit diesen Diabasen ist der Rapakivi mit gewissen *Sandsteinen* räumlich verknüpft, welche in der Nähe von Björneborg in Finland und bei Gefle und an der ångermanländischen Küste im gegenüberliegenden Teil von Schweden vorkommen und welche wenigstens an der zuletzt erwähnten Stelle direkt auf dem Rapakivigranit ruhen. Für alle diese Sandsteine wird ein präcambrisches Alter angenommen, hauptsächlich auf Grund der Analogie, welche sie mit dem nahe liegenden, sicher präcambrischen Sandstein von Dalecarlien zeigen.[1]

Auch beim Ladoga trifft man in der Nähe der Rapakivigebietes auf den Walamoinseln sowie auf der »karelischen Landzunge» zahlreiche lose Blöcke eines ähnlichen Sandsteins, welcher auf dem Boden des nördlichen Ladoga anstehen muss.

Das präcambrische Alter der Rapakivigesteine wird nun schon aus den Beziehungen zu diesen Sandsteinen und aus ihrem Auftreten ausschliesslich innerhalb der Grenzen des Urgebirgsgebietes, und zwar vorwiegend nahe an den Grenzen desselben, sehr wahrscheinlich. Den sicheren Beweis für das präcambrische Alter der Rapakivigesteine, eine Lehre, welche einer der wichtigsten Fundamentalsätze der finländischen Geologie bildet, lieferte aber zuerst J. G. Andersson, welcher auf der Insel Gotska Sandön Blöcke von einem untercambrischen, *Torellella laevigata* enthaltenden Bodenconglomerat entdeckte, worin einige Gerölle vorkamen, die, wie ich mich durch Autopsie überzeugen konnte, aus einem granophyrischen Rapakivigranit von åländischem Typus bestanden.[2]

Da nun die erwähnten präcambrischen Sediment- und Eruptivgesteine, welche keine Einwirkung einer Dislocationsmetamorphose mehr erlitten haben, über das ganze Gebiet zwischen dem Kjölengebirge und dem Onega verbreitet sind, so geht daraus hervor, *dass in dieser ganzen Gegend die Gebirgsfaltungen vor dem Hervordringen des Rapakivi, also in alt präcambrischer Zeit, gänzlich aufgehört hatten.*

Nun giebt es aber in denselben Gegenden auch präcambrische

[1] A. E. Törnebohm, Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 18. S. 289. A. G. Nathorst, Jordens historia, S. 590 ff.

[2] Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 18. 1896. S. 58.

Sedimentgesteine, welche mehr oder weniger stark *gefaltet* worden sind, die aber von den archäischen Graniten nicht durchdrungen werden. In diesen Formationen, welche im östlichen und nördlichen Finland, sowie in dem angrenzenden Teil von Russisch-Karelien ihre Hauptverbreitung haben, spielt ein *Quarzit* die Hauptrolle, welcher noch deutliche Wellenfurchen zeigt und überhaupt die klastische Beschaffenheit noch viel deutlicher als die bottnischen Schiefer erkennen lässt. An den Grenzen gegen das Liegende treten *Bodenconglomerate* in grossen Massen auf, welche oft allmählich in »regenerirte Granite», d. h. aus wiederverkittetem Verwitterungsgrus von den Graniten des Liegenden bestehenden Gesteine, übergehen. Die Conglomerate und Quarzite besitzen bei Jänisjärvi (siehe die Profile in Fig. 96, S. 211) und in Suojärvi eine Gesammtmächtigkeit von etwa 1,000 m. Der Quarzit wird auf diesen Stellen von einem c. 500 m mächtigen, rötlichen Dolomit überlagert, auf welchem dann in Suojärvi und an vielen Stellen in Olonez c. 200 m Thonschiefer folgt. Dieser Thonschiefer enthält bei Schunga am nördlichen Ufer des Onega und in Suojärvi in Finland Einlagerungen einer *Kohlenart*, welcher seinen Eigenschaften nach in der Mitte zwischen Anthracit und Graphit steht, und der von Inostranzeff *Schungit* genannt wurde.[1] Dieses Kohlenlager hat bei Schunga eine Mächtigkeit von *2 m* und verdient deshalb besondere Aufmerksamkeit, weil es das älteste bisher gefundene Vorkommnis einer nicht krystallinischen Kohle sein dürfte.

Der Thonschiefer, welcher bei einem schwachen Einfallen meistens einen verticalen Clivage aufweist, zeigt *keine Einwirkung der starken Contactmetamorphose,* welche die benachbarten Schiefer des Liegenden erlitten haben. Derjenige Granit, welcher diese älteren Schiefer durchdringt, findet sich auch *als Gerölle in den Bodenconglomeraten der Quarzitformation* und ist somit ohne Zweifel älter als diese. Dagegen werden die Gesteine der betreffenden Formation von einem *Diorit* durchdrungen, welcher auch anscheinend lagerartig in ihr auftritt. Er geht einerseits in *Amphibolite* und andere peridotitische Gesteine, anderseits in saurere, syenitische Tiefengesteine über, welche sich jedoch schon durch den schwächeren Grad der Metamorphose von den Tiefengesteinen des Liegenden scharf unterscheiden.

Diese Formationen halbklastischer Sedimente sind überall mehr oder weniger stark gefaltet worden. In dem Gebiet von Suojärvi, wo sie von dem ältesten Granitgneiss des östlichen Finlands umgeben sind,

---

[1] Jahrb. für Min. 1880. Bd. 1. S. 98; 1886. Bd. 1. S. 92.

welcher bei späteren Gebirgsfaltungen horstartig aufgetreten ist, betragen die Böschungswinkel an den Grenzen 45°—60°, in der Mitte oft nur 10°—15°, und ähnliche Verhältnisse scheinen am Onega vorzuwalten (Vergl. die Profile v. Helmersens[1]. In denjenigen Gebieten, welche sich von Jänisjärvi im Norden des Ladoga gegen die Seen Pielisjärvi und Uleåträsk (Oulunjärvi) erstrecken, und die *vorwiegend an der Grenze zwischen der mächtigen »ladogischen» Schieferformation und ihrem Liegenden* (d. h. dem Granitgneiss) vorkommen, beträgt das Einfallen meistens 60°—70°, in einigen Fällen jedoch nur 45°. Hier werden sie scheinbar von den archäischen Schiefern überlagert, mit denen sie fast vollständig das Streichen teilen, was aber nur auf einer Überschiebung beruht. Vergl. das Profil und die Schilderung auf S. 221.

Diese Formationen, in welchen die Beschaffenheit und die stratigraphischen Verhältnisse überall sehr ähnlich sind, erstrecken sich in fast ununterbrochener Folge vom Ladoga und Onega bis zum nördlichen Teil von Finland. Wenn sie nun, wie von russischen Forschern angenommen worden ist[2], von devonischem und carbonischem Alter wären[3], so müsste man somit annehmen, dass während carbonischer oder späterer Zeit ein grosses, von N.N.W. nach S.S.E. verlaufendes Kettengebirge in dieser Gegend existirt hätte. Wirft man einen Blick auf die Kartenskizze in Fig. 97, auf welcher die Verbreitung der betreffenden »jatulischen» Formationen und ihre Streichrichtungen angegeben sind, so leuchtet gleich die Unwahrscheinlichkeit einer solchen Annahme ein. Denn während das betreffende Faltensystem über das ganze nördliche und östliche Finland und den Hauptteil von Russisch-Karelien, d. h. über ein Areal, welches 800 Kilometer in der Länge und 300 Kilometer in der Breite misst, verbreitet ist, findet man unmittelbar im Süden von der Gegend, welche diese Faltungen betroffen haben, einen breiten Saum von meistens fast ungestört liegendem Devon, welcher sich von Estland längs der Südküste des finnischen Meerbusens, Ladogas und Onegas nach Archangelsk zieht, und welcher nach den Angaben W.

[1] G. v. Helmersen, Geologische und physico-geographische Beobachtungen im Olonezer Bergrevier. Beitr. zur Kenntn. d. Russ. Reiches, 2:te F. Bd. V. 1882.

[2] A. Inostranzeff, Studien über metamorphosirte Gesteine im Gouvernement Olonez. Leipzig 1879. S. 265.

А. А. Иностранцевъ, Геологическiй очеркъ Повѣнецкаго уѣзда Олонецкой губернiи. Мат. для геологiи Россiи, изд. Имп. С.-П. Мин. Общ. III. VII. 1877.

Vergl. auch Carte géologique de la Russie de l'Europe, éditée par le Comité géologique. St Pétersbourg 1892.

[3] Es muss bemerkt werden, dass diese Ansicht zu einer Zeit entstand, da man überhaupt noch keine präcambrischen Sedimente aus dieser Gegend kannte.

Ramsays noch an einzelnen Stellen auf der Halbinsel Kola auftritt. Wenn nun auch diese devonischen Schichten an einzelnen Stellen, wie z. B. am Andoma-Flusse im Osten von Onega, locale Störungen zeigen, so kann allein dadurch die Existenz eines postdevonischen Faltengebirges nicht bewiesen werden.[1] Denn es ist ja ganz natürlich, dass an der Grenze zwischen dem paläozoischen Territorium Nordrusslands und dem im N.W. davon liegenden grossen Horst von präcambrischen Gesteinen, welcher, wie u. a. W. Ramsay gezeigt hat, eine *Verwerfungsgrenze* ist, solche Störungen auftreten müssen, welche sich auch als monoclinale Flexuren äussern können. Dieselben Dislocationen könnten natürlich auch local eine veränderte Beschaffenheit der devonischen Sedimente hervorgerufen haben. Wenn man somit an einzelnen Stellen übergangsähnliche Beziehungen, d. h. eine petrologische Ähnlichkeit zwischen den Quarziten im Westen vom Onega und dem im Süden vom Svir anstehenden devonischen Sandstein finden würde[2], so wäre auch dadurch ihre Gleichzeitigkeit nicht bewiesen. Denn im grossen und ganzen scheint ja der petrologische Contrast beider Formationen, wenn man das ganze berücksichtigt, unverkennbar zu sein, und stratigraphisch ist ihre Verschiedenartigkeit noch grösser. Es scheint mir deswegen kein Zweifel darüber vorzuliegen, dass v. Helmersen die Verhältnisse richtig gedeutet hat, wenn er die Existenz einer Discordanz zwischen den Onega-Quarziten und dem devonischen Sandstein von Wossnesensk im Süden des Onega angenommen hat.[3]

Wenn es überhaupt möglich sein sollte, die Fortsetzungen dieser Faltensysteme zu finden, welche S. vom Onega unter den paläozoischen Sedimenten verschwinden, so sind sie am ehesten im archäischen Gebiet des südlichen Russlands zu suchen, wo auch ähnliche gefaltete Quarzitformationen vorkommen, für welche man auch ein präcambrisches Alter angenommen hat; andere Geologen wollen sie jedoch als devonisch betrachten sehen, weisen aber dabei auch auf ihre fast vollkommene Ähnlichkeit mit den olonezischen Gesteinen hin. In Anbetracht der langen Entfernung und der Abwesenheit von Fossilien ist es natürlich unmöglich, eine bestimmtere Parallelisirung durchzuführen. Karpinsky will die Frage von dem Alter dieser olonezischen und südrussischen For-

[1] Vergl. v. Helmersen, l. c. S. 15: »Ich bin jedoch geneigt, in derselben nur eine östliche Dislokation durch Stürzung anzunehmen.»

[2] Inostranzeff sagt jedoch (l. c. S. 264): »unmittelbare Beziehungen unserer Gruppe zu den letzteren hat man nirgends beobachtet.» Vergl. auch die Karte Miklucha-Maklays in Геологическій Очеркъ Олонецкаго уѣзда. Material. zur Geologie Russlands. Bd. XVIII III. 1897.

[3] l. c. S. 41.

mationen offen lassen, obgleich die Annahme eines devonischen Alters ihm als die wahrscheinlichere erscheint.[1] Es ist aber bemerkenswert, dass er auf der Karte N:o 1 in seinem citirten interessanten Aufsatze die archäischen Faltungen in Südrussland mit den N.N.W.lichen Falten in Finland und Olonez in Verbindung bringen will. *Diese letzteren Faltungen sind aber, wie aus der früheren Auseinandersetzung hervorgeht, hier sicher später als die Ablagerung der Quarzitformationen vorsichgegangen*, welche auch an ihnen teilgenommen haben. Was die *krystallinischen* geschichteten Gesteine dieser Gebiete betrifft, so unterliegt es nach Karpinsky »keinem Zweifel, dass sie in einer Zeit gebildet wurden, die um einen ungeheuren Zwischenraum vor der Ablagerung der ältesten normalen Sedimente Russlands, dem plastischen Thon des S:t Petersburger Gouvernements und Estlands, zurückliegt». Nach seiner Ansicht steht es fest, dass sie vor der Ablagerung des genannten Thones aus ihrer ursprünglichen horizontalen Lagerung gebracht worden sind, wobei eine Reihe von Falten und Brüchen entstand, die nachher grössten Teils durch Abrasion verwischt worden sind. Auch diese Autorität kann somit zu Gunsten der Ansicht citirt werden, nach welcher das krystallinische Grundgebirge Finlands, in welchem die hier beschriebenen bottnischen Formationen integrirende Teile bilden, von *hoch präcambrischem Alter ist.*

Was nun wieder die zuletzt erörterte Frage von dem Alter der Quarzit-Dolomit-Thonschieferformation angeht, so findet man sie in Salmis im Norden des Ladoga, wo sie auch Schungiteinlagerungen enthält, in fast unmittelbarer Berührung mit dem Rapakivi. Dieser enthält Einschlüsse von einem Diorit, welcher die betreffende Quarzitformation durchdringt, und muss somit a fortiori jünger als diese sein.[2] Das jüngere Alter des Rapakivi und der mit ihm in naher Verbindung vorkommenden Gesteine geht übrigens schon daraus hervor, dass diese niemals eine Einwirkung der Dislocationsmetamorphose zeigen, welche die Quarzitformationen *derselben Gegend* erlitten haben. Wenn somit

[1] Übersicht der physiko-geographischen Verhältnisse des europäischen Russlands während der verflossenen geologischen Perioden. Beitr. zur Kenntn. d. Russ. Reiches, herausg. von der K. Akad. der Wiss. in S:t P:burg. III Folge. 1886.

[2] Von den russischen Geologen werden diese Diorite, welche durch eine Regionalmetamorphose aus diabasartigen Gesteinen entstanden sind, als eine Facies der jüngeren Diabase derselben Gegenden betrachtet. Diese zeigen aber niemals Einwirkungen einer Dynamometamorphose, obgleich sie sowohl beim Ladoga wie beim Onega in der Nähe der metamorphosirten Formationen vorkommen, und müssen somit sicher jünger als diese sein. Auch hier wird es somit notwendig sein, eine grössere Specialisirung der anfangs gemachten mehr summarischen Einteilung der Gesteinsformationen dieser Gegend einzuführen.

der Rapakivi von präcambrischen Alter ist, muss dasselbe auch von der älteren Quarzitformation gelten.

Da nun diese karelischen Sedimentformationen, für deren präcambrisches Alter ganz zwingende Gründe vorliegen, überall jünger als die weit verbreiteten jüngeren archäischen Granite sind, welche die jüngsten Gesteine des eigentlichen archäischen Grundgebirges sein dürften, so geht daraus hervor, dass das granitdurchsetzte ältere Grundgebirge Nordeuropas, in welchem die jetzt beschriebenen Schieferformationen integrirende Teile bilden, *nicht nur sicher von präcambrischem Alter, sondern sogar durch zwei mächtige Sedimentformationen und drei gewaltige Discordanzen von dem Cambrium getrennt ist. Es nimmt somit in seinen Altersbeziehungen zu dem Paläozoicum eine dem prähuronischen Grundgebirge von Nordamerika analoge Stellung ein, welches auch durch mehrere Sedimentformationen von ungefähr entsprechender Mächtigkeit von dem Boden des Cambriums getrennt ist.*

Der Stillstand der Faltungsbewegungen, welcher in der Gegend O. von Kjölen schon vor der Zeit des Hervordringens des Rapakivi eintrat und seitdem angedauert hat, scheint in dieser ganzen Gegend ungefähr gleichzeitig begonnen zu haben. In jedem Falle scheinen unter denjenigen präcambrischen Sedimentformationen, welche noch eine fast horizontale Lage einnehmen, auf keiner Stelle Äquivalente zu den gefalteten Formationen vorzukommen. Dieser Umstand lässt sich somit für eine systematische Einteilung dieser Formationen verwerten. Ich habe an anderer Stelle den Vorschlag gemacht, alle diejenigen präcambrischen Gesteine Schwedens und Finlands, welche keine (oder eine ganz unbeträchtliche) Einwirkung von Gebirgsfaltungen erlitten haben, als *jotnische Formationen* zu bezeichnen [1] (von jotar oder jotnar = Riesen, Ureinwohner Scandinaviens nach den alten Sagen). Zu dieser Abteilung zähle ich dann ausser den erwähnten Sandsteinablagerungen von Dalecarlien, Ångermanland, Gefle, Björneborg und des Ladoga auch die Sandsteinvorkommnisse des Mälaren, von Visingsö (in welchem C. Wiman neulich ein präcambrisches Fossil gefunden hat [2]) und Almesåkra, welches schon schwache Einwirkungen von Dislocationsmetamorphose zeigt und wahrscheinlich eine der ältesten der betreffenden Formationen ist, und endlich auch alle Eruptivgesteine derselben Zeit, welche übrigens wegen ihres oft lagerartigen Auftretens als Glieder dieser Lagerserie betrachtet werden können.

Während nun diese Abteilung in jedem Falle recht verschieden-

[1] Geolog. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 19. 1897. S. 36.
[2] Bull. Geolog. Inst. of Upsala. N:o 3, Vol. II, 1894.

altrige, von Discordanzen getrennte Formationen enthalten dürfte, scheinen die erwähnten halbklastischen Sedimentformationen derselben Gegend eine viel einheitlichere Abteilung zu bilden. Wie schon hervorgehoben (vergl. die Übersichtkarte sowie die Karte in Fig. 97) kann man sie von den Nordufern des Onega und Ladoga in fast unmittelbarer Folge bis an den nördlichen Teil von Finland spüren. Die Streichrichtungen sind in jeder einzelnen Gegend konstant und die petrologische Zusammensetzung und der stratigraphische Bau sehr einheitlich, und überall werden sie von den sehr charakteristischen Dioriten begleitet. Für diese Formationen, welche früher von Wiik mit dem hier nicht ganz zweckmässigen Namen Tacon bezeichnet worden sind [1], habe ich den Namen *jatulische Formationen* vorgeschlagen (jatulit = Riesen, Ureinwohner des Landes nach finnischen Traditionen). Noch im westlichen Schweden findet man im Westen vom Wenern-See eine Formation, welche petrologisch und stratigraphisch mit den jatulischen Ablagerungen eine überraschende Ähnlichkeit zeigt. Auch hier scheint die Faltung in präcambrischer Zeit stattgefunden zu haben. In Anbetracht der weiten Entfernung ist es natürlich nicht zulässig, diese s. g. »Dalformation» mit den jatulischen Formationen direkt zu parallelisiren, in jedem Falle muss sie aber eine analoge Stellung einnehmen.

In den beiden Ländern ist nun diejenige Discordanz, welche diese halbklastischen Formationen von ihrem Liegenden trennt, die tiefste, welche überall noch deutlich zu erkennen ist.

In dem älteren, völlig krystallinischen Grundgebirge giebt es zwar auch, wie aus den schon gegebenen Beispielen hervorgeht, an mehreren Stellen Discordanzen, welche aber nur mehr *local* deutlich hervortreten, nämlich auf den Stellen, wo auch die ursprüngliche Beschaffenheit der Gesteine besser als sonst erhalten ist. Versucht man nun diese Discordanzen von solchen Stellen ausgehend nach den beiden Seiten weiter zu verfolgen, so erfährt man wie wir schon mehrmals hervorgehoben haben, dass diese Trennung bald unmöglich wird, indem die früher so deutlich getrennten Formationen bald wieder in der verwickelsten Weise vereinigt liegen. Besonders dort, wo die sedimentären Schiefer mit intrusivem Granit innig vermischt worden sind, wobei sie meistens auch eine einförmige, gneissartige Beschaffenheit angenommen haben, ist es ganz unmöglich, ältere und jüngere Sedimente von einander zu trennen.

Wie deutlich auch in diesem Complex die Stratigraphie stellen-

---

[1] Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden. Akad. afh. 1876. S. 62.

weise hervortreten mag, so werden dennoch solche Teile seltene Ausnahmen bilden. Die Chronik dieser ältesten Ablagerungen wird vielleicht immer nur eine Reihe rhapsodischer Fragmente, nicht eine zusammenhängende Schilderung werden. Hier wenn irgendwo gilt das Gleichnis von der Geologie als einem Buch, von dem viele Blätter weggerissen sind. Wenn nun auch das fehlende vielleicht durch eine vergleichende Schilderung vieler benachbarter Localitäten zum Teil ergänzt werden kann, so zwingen doch alle diese Umstände zu einer verschiedenartigen Behandlung des Stoffes. Bis zum Boden der jatulischen Ablagerungen lässt sich in unseren Gegenden die stratigraphische Einteilungsmethode durchführen, und kann man die Bildungen auch auf den Karten durch eine und dieselbe Formationsfarbe bezeichnen. Was darunter liegt muss an erster Stelle nach petrologischen Gesichtspunkten untersucht und gruppirt werden, und erst an die zweite Stelle treten stratigraphische Considerationen.

Für dieses innig verwobene Ganze, d. h. für das nur local zerlegbare älteste Grundgebirge, scheint mir eine besondere Bezeichnung immer oder wenigstens für eine unabsehbare Zukunft nötig zu sein. Als solche eignet sich sehr gut die im schwedischen seit längerer Zeit gebräuchliche Bezeichnung »Urgebirge» (Urberg), und als Synonym dafür möchte ich den Term *archäisch* anwenden, denselben nach dem Vorbilde mehrerer amerikanischer Geologen in einer anderen, beschränkteren Bedeutung anwendend, als er nach dem ursprünglichen Vorschlage Danas und dem Beschluss des internationalen Congresses in Berlin sie erhielt. Zu dieser Abteilung wären somit alle diejenigen präcambrischen Formationen zu rechnen, welche so stark dislocirt und krystallinisch umgewandelt worden sind, dass ihre ursprüngliche Beschaffenheit und ihre Stratigraphie nur ganz local deutlich hervortreten. Ihre obere Grenze wäre somit die unterste deutlich erkennbare Discordanz, die man noch über weite Strecken verfolgen kann,

Diese Grenze hat somit nur für jedes einzelne Gebiet archäischer Gesteine eine bestimmt definirte chronologische Bedeutung. Der Begriff »archäischer Basalcomplex» ist aber doch nicht mit Grundgebirge schlechthin identisch, sondern bezeichnet *nur das älteste präcambrische Grundgebirge in solchen Gegenden, wo auch jüngere präcambrische Sedimente vorkommen*, also besonders in den beiden grossen Gebieten archäischer Gesteine, denjenigen von Nordamerika und Nordeuropa. Mit der Zeit wird es vielleicht möglich werden, der oberen Grenze des Urgebirges auch eine bestimmte concrete Bedeutung zu geben.

Da nun das archäische Gebirge nach dieser Definition auch klastische und möglicherweise sogar fossilführende präcambrische Gesteine umfassen wird, ist es natürlich keineswegs als identisch mit dem Begriff azoisch aufzufassen. Auch seiner ursprünglichen Definition nach sind diese Wörter grundverschieden, denn *der Name archäisch wurde von Dana eben deshalb vorgeschlagen, weil er es unentschieden lassen wollte, ob das präcambrische Grundgebirge Fossilien enthielte oder nicht.* Es ist dewegen sehr zu bedauern, dass die beiden Wörter, welche ganz verschiedene Einteilungsprincipien repräsentiren, so oft mit einander verwechselt werden.

Sicher azoische Formationen, d. h. solche, in denen keine Gesteine vorkommen, welche als umgewandelte klastische Sedimente gelten könnten, giebt es im europäischen Norden kaum andere, als die schon erwähnten ältesten Granitgneisse des westlichen Schwedens und östlichsten Finlands, die ich oben unter der Bezeichnung *katarchäische* Formationen angeführt habe.

Wenn man nun für die postarchäischen Gesteine von prä-Olenellus Alter eine zusammenfassende Benennung anwenden will, so kann man hier entweder einen provisorischen Namen, wie den amerikanischen Term *algonkisch,* gebrauchen, oder auch aus ihnen eine neue Gruppe bilden, deren Name selbstverständlich eine theoretische Bedeutung erhalten müsste. Von den jetzt vorgeschlagenen Bezeichnungen scheint mir der Name *archäozoisch* sich für diesen Zweck am besten zu eignen.[1] Er wäre aber dann nicht in der von Dana vorgeschlagenen Bedeutung als Bezeichnung für *alle* präcambrischen klastischen Sedimente, also als gleichbedeutend mit proterozoisch, anzuwenden, sondern darunter wären *nur die jüngsten, schwächer metamorphosirten und stratigraphisch teilbaren präcambrischen Sedimentformationen zu verstehen.*

Da es wie gesagt wenigstens vorläufig unmöglich ist, die Grenze zwischen den beiden Hauptabteilungen des Präcambrischen so zu definiren, dass sie eine für die ganze Erde geltende chronologische Bedeutung erhielte, so könnte man also nicht das Alter eines präcambrischen Gesteins einfach dadurch bestimmen, dass man es archäisch oder archäozoisch nennen würde. Wohl würde es aber dadurch geschehen, dass man davon sagen würde, dass es zu dem archäischen Complex oder zu den archäozoischen Ablagerungen beispielsweise von Nordeuropa gehörte. Denn in jedem einzelnen Gebiet lässt sich im-

[1] l. c. S. 27.

mer eine sei es auch willkürliche und provisorische Grenze zwischen den beiden grossen Abteilungen des Präcambrischen definiren..

In jedem Falle scheint mir ein solcher Begriff wie das »Urgebirge» oder der »archäische Complex» in ihrer oben definirten Bedeutung in der Praxis schwer entbehrlich zu sein. Sogar diejenigen Verfasser, welche die präcambrischen Bildungen nach einem rein theoretischen Einteilungsprincip in proterozoische und azoische (klastische und »präklastische»), einzuteilen versucht haben, sind doch gezwungen gewesen im Felde nach dem rein empirischen und einzig praktischen Princip zwei Abteilungen zu unterscheiden, von denen die eine das krystallinische Grundgebirge, die andere die zerteilbaren jüngeren Sedimente umfasst.

Auf die Frage von der Nomenclatur der präcambrischen Bildungen werden wir im Schlusscapitel nochmals zurückkehren.

Schliesslich gebe ich die folgende schematische Übersicht der präcambrischen Gesteine des südlichen Finlands. Diejenigen Eruptivgesteine, welche nicht effusiv auftreten, sind darin mit kursivem Druck angegeben.

Gliederung der präcambrischen Formationen des südlichen Finlands.

Archäozoische Gruppe (oder algonkische Formationen).	Jotnische Formationen.	Präcambrische Bildungen, welche keine Faltungen mitgemacht haben: *Olivindiabas* (Åsby-Diabas) der Gegend von Björneborg. *Diabas* der Ladogainseln. Sandstein von Björneborg, Isojoki und Ladoga. *Rapakivigranite* von Åland, Raumo, Nystad, Wiborg und Salmis. Quarzporphyr von Hogland. *Labradoritartiger Diabas* (Anorthosit) von Jaala. Labradorporphyrit und Tuff von Hogland. Quarzitconglomerat und Quarzitsandstein von Hogland.
		Discordanzen.
	Jatulische Formationen.	Gefaltete Formationen, die jünger als alle archäischen Granite sind: *Diorit, Syenit* und *Amphibolit*, Thonschiefer, Dolomit, Quarzit, Conglomerat im östlichen und nördlichen Finland.
		Discordanzen.
Archäicher Complex.	Jüngere archäische, (z. T. bottnische) Formationen.	Granitdurchwobenes Grundgebirge: Postbottnischer *Granit* des centralen Gebietes. Gestreifter *Granit* der Südküste und der Gegend N. vom Ladoga. Jüngere *Granite* im nördlichen Finland. Bottnische Schiefer der Gegend von Tammerfors. Uralitporphyrit von Tammela. » » der Pellingeinseln. Schiefer von Ylivieska.
		Discordanzen.
	Ältere archäische (z. T. ladogische) Formationen.	Präbottnische, graue *Granite, Diorite, Peridotite* etc. im westlichen und mittleren Finland. Präbottnische Schiefer des westlichen Finlands. Ladogische Schiefer des östlichen Finlands (?).
	Katarchäische Formationen.	Ältester Granitgneiss (Urgneiss) des östlichen Finlands.

Zusammenfassung der Resultate. Über die Entstehungsweise des ältesten Grundgebirges.

Zunächst geht, wie ich hoffe, aus dem petrologischen Teil dieser Arbeit unwiderleglich hervor, dass die geschilderten archäischen Schieferformationen ursprünglich als echte normale Sedimentgesteine, beziehungsweise Ergussgesteine und ihre Tuffe, gebildet wurden, welche zu einer Zeit entstanden, wo die Verhältnisse auf der Erdoberfläche schon den jetzigen analog waren, in dem die innere Erdwärme auf die Temperatur des Meeres und der Luft keinen Einfluss mehr ausübte.[1]

Es spielten sich auf dieser Erdoberfläche ganz dieselben geologischen Processe ab, die noch heutzutage thätig sind. Schon damals existirte ein *Meer* und *Landmassen*, welche vom Regen und Sonnenschein gewaltig angegriffen wurden; es bildeten sich Massen von *Verwitterungsschutt*, welche bald in Situ dablieben (S. 168) bald durch *Flüsse* in das Meer geführt wurden, um an den Ufern desselben als *Thon*, *Sand* und *Geröllebette* abgelagert zu werden. Die Mannigfaltigkeit der Gerölle in den Conglomeraten deutet sogar an, dass das Material z. T. aus recht grosser Entfernung stammte, dass also die Flüsse keine ganz unbedeutende Länge besassen. Der schnelle und regelmässige Wechsel verschiedenartiger Schichten in den Thonlagern deutet eine rasche und regelmässige Veränderung der Bildungsumstände, also möglicherweise die Existenz von meteorologisch verschiedenen *Jahreszeiten* oder wenigstens einen Wechsel von trockenen und Regenperioden an. Bemerkenswert ist weiter das reichliche Vorhandensein von klastischen Feldspatkörnern sowohl in den pelitischen wie den psammitischen Sedimenten dieser Zeit und die Abwesenheit solcher Gesteine, die durch die Umwandlung der Quarzitsandsteine entstehen. Dieses zeigt, dass die Verwitterung damals nur unvollständig vorsichging, was auch auf ein relativ kühles Clima hindeutet.

Weiter fanden wir zahlreiche Belege für eine echt *vulkanische Thätigkeit* während derselben frühen Periode. *Ergussgesteine*, welche trotz der erlittenen Umwandlung noch charakteristische Eruptivstrukturen erkennen lassen, und ihre ebenfalls stark metamorphosirte *Tuffe* besitzen hier grosse Verbreitung. Es erscheint auch sehr wahrschein-

[1] Auch a priori dürfte man annehmen müssen, dass bei der gegebenen Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine der Einfluss der inneren Erdwärme sehr gering werden musste, sobald sich einmal eine feste Erdrinde gebildet hatte.

lich, dass die von mir früher beschriebene grosse Eruptivdecke von Tammela und Kalvola während derselben Zeit wie diese Eruptivgesteine gebildet wurde, und hier begegnet man solchen Erscheinungen wie ursprünglich glasigen und mandelsteinartigen Strukturformen, vulkanischen Agglomeraten etc., welche noch direkter von dem Vorhandensein echter *Vulkane* zeugen. Auch deuten häufige kleinere Verwerfungen der sedimentären Schichten und Gänge, die von Sedimentmaterial erfüllt sind, darauf hin, dass *Erdbeben* während der Bildungszeit der betreffenden Formationen vorkamen.

Alle diese uralten Sediment- und Ergussgesteine, welche einmal lagerartig auf der Erdoberfläche lagen, erlitten später gewaltige Dislocationen, wodurch sie die jetzige *vertikale* Lage erhielten. Im Zusammenhang mit diesen Gebirgsfaltungen geschah auch das Hervordringen grosser Massen von granitischem Magma, welches z. T. in einem gewaltigen »Batholith», der jetzt im Norden von den Schieferzonen liegt, z. T. lagerartig zwischen den Fugen der Sedimentgesteine oder an der Grenze zwischen ihnen und ihrem Liegenden eindrang und erstarrte. Fast überall erhielt es dabei die Struktur eines echten Tiefengesteins; nur in der unmittelbaren Nähe des Contactes gegen die angrenzenden Schiefer findet man quarzporphyrische Strukturformen.

Durch den Einfluss dieser Dislocationen und Granitintrusionen wurden die betreffenden Sedimentformationen stark umgewandelt. Die Umwandlung hatte schon vor der Ablagerung der Conglomerate, also lange vor der Zeit der Gebirgsfaltung und Intrusion des Granites begonnen (S. 199), erreichte aber wahrscheinlich erst da ihr Maximum, als die tief in die Erde hineingepressten Sedimentformationen und das aus noch tieferen Erdrindenteilen hervordringende Magma mit einander in Berührung traten.

Der Metamorphismus, dem wir hier begegnet sind, verdient im vollen Sinne des Wortes »regional» genannt zu werden, da die Schiefer der verschiedenen, mehr als 150 Kilometer von einander entfernten Gebieten überall seiner Einwirkung ausgesetzt worden sind.

Im grossen und ganzen sind diese Umwandlungsvorgänge sehr gleichförmig vorsichgegangen, so dass wir in jedem Gebiete Gesteine antreffen, welche einander in dieser Beziehung völlig äquivaliren. Gehen wir aber näher auf die Einzelheiten ein, so können wir hier doch eine Übergangsreihe aufstellen, welche von relativ schwach zu immer stärker metamorphosirten Gesteinen führt.

In den Anfangsstadien der Metamorphose hat dieselbe den ursprünglichen Bestand nur wenig verändert. Es sind wohl neue Mine-

rale in recht grosser Menge gebildet worden, welche sich aber meistens innerhalb der äusseren Umrisse jeder primären Mineralpartikel eingesiedelt haben. Die *Pseudomorphosenbildung bildet hier die Regel*, und das durch die Metamorphose entstandene Gestein ist wie eine Copie oder ein Abguss des ursprünglichen, in welchem auch sehr feine Züge noch wiedergegeben sind. Als Beispiele dieser Umwandlungsprocesse, welche offenbar *Molekül für Molekül* und hauptsächlich durch einen Tauschverkehr zwischen den verschiedenen Mineralien [1] vorsichgehen mussten, können vor allem der Ersatz des Feldspates der Phyllite durch Biotitblättchen und die Uralitisirung der Pyroxenmineralien in den Porphyriten dienen.

Aber auch in diesen Fällen begegnen wir neben der »Stereotypirung» der ursprünglichen Gemengteile einer *Neubildung* von Quarz, Biotit und anderen Mineralien auf den *Interstitien* der Mineralkörner sowie auf im Gestein entstandenen gröberen und feineren Spalten und einem Fortwachsen gewisser Mineralgemengteile auf Kosten der anderer, welches sich als ein Zusammenfliessen der kleineren Mineralpartikelchen oder als eine Ausheilung der Spuren der Zerdrückung der primären Mineralkörner zeigen kann.

Auch finden wir in solchen porphyritischen Gesteinen, die sonst nicht besonders starke Einwirkungen der Metamorphose zeigen, eine Neubildung von stengligen und strahligen Mineralien, welche sich *unkrautartig* durch die ganze Masse erstrecken; diese Art kann jedoch noch als eine Modification der stereotypirenden Metamorphose betrachtet werden.

In allen diesen gleichsam schonend umgewandelten Gesteinen sind wie gesagt noch die Züge der primären Struktur so gut erhalten, dass sie gedeutet werden können. Man kann sie, um ein von mir mehrmals angewandtes Gleichnis zu brauchen, wie ein *Palimpsest* durch die neue Schrift lesen, welche die Metamorphose darauf geschrieben hat. [2]

Bei einem weiteren Fortschreiten der Metamorphose werden die neugebildeten Mineralpartikeln allmählich immer mehr vergrössert und nehmen Begrenzungen an, welche durch ihre eigene Krystallstruktur und die Begrenzungen ihrer Nachbarn bedingt werden, doch keinen weiteren Einfluss von den Umrissen der ursprünglichen Mineralien zeigen. Neubildung von Quarz und Glimmer, in einigen Fällen auch von Feld-

---

[1] Vergl. meinen Aufsatz in Tschermaks Min. u. Petr. Mitth. XII, 1891. S. 139: Über das Wesen und die Ursache der Metamorphose.

[2] Akad. Dissertationsvorles. 1891. Fennia 8, N:o 3, 1893. S. 7. Naturen, Helsingfors 1894. S. 187. Vergl. auch H. Rosenbusch, Lehrbuch der Petrographie 1898. S. 457.

spat und Hornblende spielen hier die Hauptrolle. So entstehen allmählich Gesteine mit durchaus autigenen und hypidiomorph begrenzten Gemengteilen, für welche der Glimmerschiefer als Typus dienen kann. Doch können auch solchen Gesteinen unter geeigneten Umständen primäre Züge erhalten oder richtiger gesagt durch den metamorphen Bestand wiedergegeben werden, welche die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins ausser Zweifel stellen. So fanden wir ja z. B. in ganz vollkrystallinischen Glimmerschiefern noch eine discordante Parallelstruktur deutlich wiedergegeben. Auch weicht die chemische und mineralogische Beschaffenheit dieser Schiefer noch nicht von derjenigen der Phyllite so besonders stark ab, dass man es schwer hätte, sie als verschieden stark metamorphosirte Facies derselben Sedimente anzuerkennen. In der petrologischen Übergangsreihe, die vom Thone zum Glimmerschiefer führt, sind ja alle Glieder bekannt und genau untersucht worden.

Erst bei denjenigen Schiefergesteinen derselben Gegenden, welchen durch die Einmengung von Granit eine *gneissartige Beschaffenheit* verliehen wurde, finden wir eine mineralogische Zusammensetzung und Strukturformen, welche man nicht bei Gesteinen beobachtet, die nur durch eine Umkrystallisation der Sedimente entstanden sind. Wir haben die Entstehung dieser *Adergneisse,* in welchen der Granit bald als gut getrennte Adern, bald dem Schiefergemengteil innig einverleibt vorkommt, durch zahlreiche Beispiele in Wort und Bild zu beleuchten versucht, sowie auch *dioritähnliche* Gesteine geschildert, welche durch die Umwandlung von im Granitmagma digerirten kleineren und grösseren Einschlüssen von basischem Porphyritoid entstanden sind.

In dem meistens vorherrschenden schieferartigen Gemengteil der Adergneisse kann man wohl ein ursprünglich sedimentäres Gestein der Beschaffenheit nach noch deutlich erkennen. Hier sind aber die primären Züge noch vollständiger als in den Glimmerschiefern verschwunden. Während in den früher erwähnten Schiefern der Feldspatgehalt in der Regel zerstört wurde, sind hier neben Quarz und Glimmer Feldspate in grossem Maassstabe neugebildet worden. Diese Mineralien besitzen fast dieselbe Beschaffenheit wie diejenigen in den granitischen, aderartig auftretenden Teilen, und sehr oft gehen diese verschiedenen Gemengteile ohne scharfe Grenze in einander über. Wir lernten auch solche durch Granitimbibition umgewandelte Sedimente kennen, in welchen gar keine Adern unterschieden werden können.

Die starke Faltung dieser Adergneisse, die man nicht bei den benachbarten Phylliten und Glimmerschiefern beobachtet, deutet darauf

hin, dass das Schiefermaterial aufgeweicht und an der Schmelzgrenze war. Noch deutlicher geht dieses bei den im granitischen Magma digerirten Einschlüssen oder von Granitgängen durchsetzten, aus basischen Tuffen bestehenden Gesteinsmassen hervor, welche durch eine vollständige Umkrystallisation ihrer Gemengteile oft eine Struktur erhalten haben, welche derjenigen eines echten Eruptivgesteins mit regelmässiger Krystallisationsreihenfolge der Mineralien sehr nahe steht.

In diesen Fällen, wo eine *Injection* von granitischem Magma und eine mehr oder weniger vollständige Verquickung desselben mit dem Sedimentmaterial stattgefunden hat, müssen selbstverständlich die geschichteten Formationen bei ihrer Umwandlung sich in sehr tiefen Erdrindenteilen befunden haben, wo Temperatur und Druck solcher Art waren, dass das granitische Magma nur sehr langsam erstarrte. Natürlich müssen dieselben Umstände die Umwandlungsvorgänge auch in den Fällen beeinflusst haben, wo die Umwandlung weniger intensiv und ohne Zufuhr von Material vorsichgegangen ist. Ob man nun diese Umwandlung als eine *plutonische Regionalmetamorphose*, als eine ausgedehnte *Contactmetamorphose* oder als eine *Dynamometamorphose* im Sinne Rosenbusch's bezeichnen soll, scheint mir schwer zu entscheiden und vielleicht auch zunächst eine formelle Frage zu sein. Wie deutlich getrennt auch die Dislocationsmetamorphose schlechthin und die Contactmetamorphose in den höheren Teilen der Kettengebirge auftreten mögen, so müssen ihre Einwirkungsgebiete in tieferen Rindenteilen einander decken. Hier wird es wohl in vielen Fällen unmöglich sein zu sagen, in welchem Maasse die Energie von dem gebirgsbildenden Drucke, in welchem Maasse direkt von der inneren Erdwärme herrührte oder wie viel von dem die Umsetzungen befördernden Wasser von der Erdoberfläche, wie viel von den unterirdischen Magmamassen kam, oder mit anderen Worten, ob die Umwandlung als *anogen* oder *katogen* im Sinne Beckes [1] betrachtet werden soll. Auffallend ist allerdings, dass hier solche Mineralien wie Chlorit, Sericit, Epidot und Carbonate, welche in den Schiefern, die in den höheren Teilen der Kettengebirge entstehen, wo die Verwitterung in die Dislocationsmetamorphose hineingreift, in reichlicher Menge gebildet werden, nur sehr spärlich sind oder vollständig fehlen und dass auch Spuren einer mechani-

[1] Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math. naturv. Cl. Bd. CI Abt. I. März, 1892. S. 12. Vergl. auch meinen Aufsatz in Tscherm. Min. Petr. Mitth. XII, 1891, S. 140, wo ich auch den Unterschied zwischen in höheren und tieferen Niveaus umgewandelten Gesteinen hervorgehoben habe.

schen Zertrümmerung so überaus selten sind.[1] Dieses scheint am ehesten anzudeuten, dass die anogenen Einwirkungen hier das Übergewicht besessen haben.

Vorläufig scheint es mir doech besser zu sein, die metamorphen Vorgänge, denen man hier begegnet, eher ihrem Resultat als ihrer Ursache nach zu classificiren, und sie demnach alle als verschiedene Formen oder Grade derselben *regionalen Metamorphose* zu betrachten.

In denjenigen Schieferformationen der Gegend von Tammerfors, welche Hauptgegenstände dieser Untersuchung waren, besitzen noch die Adergneisse eine relativ geringe Verbreitung, in dem sie nur local an der Grenze gegen die grossen Gebiete von jüngerem Granit auftreten. Dagegen findet man in denjenigen Formationen, welche im Süden von ihnen anstehen, neben vorherrschenden gneissartigen Graniten und Adergneissen nur ganz ausnahmweise echte Schiefer. Diese sind überhaupt viel stärker metamorphosirt als die Tammerforsschiefer, so dass man hier keine Conglomeratschiefer oder andere Gesteine mit erhaltenen klastischen Strukturen wiederfindet, sondern nur aus ihrer chemischen und mineralogischen Beschaffenheit, welche mit derjenigen der stärker metamorphosirten Phyllite oder Glimmerschiefer der Tammerforsgebiete vollständig übereinstimmt, schliessen kann, dass auch sie umgewandelte normale Sedimente sind. Schon diese Verschiedenheit, was den Grad der Metamorphose betrifft, welche sich sowohl im grossen wie auch im einzelnen an der Contactlinie zwischen diesen Schiefern und den Tammerforsschiefern zeigt, macht es wahrscheinlich, dass sie von verschiedenem Alter sind. In der That findet man auch sichere Beweise für eine *Discordanz* zwischen beiden darin, dass die grauen, gneissartigen Granite und die mit ihnen genetisch verbundenen Gesteine, welche die älteren Schiefer in mannichfaltiger Weise durchweben, niemals die jüngeren Schiefer durchdringen, sondern sich deutlich als ihre einstmalige Unterlage bekunden. Auf einer Stelle fanden wir sogar eine trotz der starken Metamorphose noch deutlich erkenntliche *Bodenbreccie* mit Bruchstücken von diesem Granit am Contact gegen die Schieferformation. Auch an anderen Stellen finden sich in den Conglomeratschiefern Gerölle, die aus syenitischen und dioritischen Tiefengesteinen, von welchen letztere mit Sicherheit mit den Dioriten identificirt werden konnten, die zusammen mit den gneissartigen grauen

[1] In den Uralitporphyriten von Tammela, welche nur ausnahmsweise mit grossen Granitgebieten jüngeren Alters in Berührung treten, kommen sowohl solche Mineralien wie kataklastische Erscheinungen etwas häufiger vor (l. c. S. 109 u. 136).

Graniten vorkommen, sowie auch solche, die aus älteren Schiefergesteinen bestehen.

Von der einmal erkannten Discordanzfläche ausgehend, konnten wir dann eine stratigraphische Einteilung der hangenden Schieferformation, deren Schichten jetzt senkrecht stehen, durchführen, und wagten sogar gewisse Schlüsse über ihre einstmalige Mächtigkeit. Wenn diese auch einigermaassen willkürlich sind, so zeigen sie jedenfalls, dass wir es mit einer, vielleicht sogar mehreren durch Discordanzen getrennten Lagerreihen zu thun haben, welche einst ganze Landesteile bedeckt haben. In Anbetracht dessen und der grossen Verbreitung der zwei Gruppen archäischer Granite, durch deren Beziehungen zu den Schiefern ihr Alter definirt wurde, schien es auch wenigstens möglich, dass die Schieferformationen der Gegend von Tammerfors mit mehreren Formationen ähnlicher Schiefer, die in Finland und Schweden vorkommen, parallelisirt werden konnten. Es wurde deswegen vorgeschlagen, alle solche Schiefer, deren Alter zwischen demjenigen dieser zwei Granite liegt, unter der Bezeichnung *bottnischer Formationen* zusammenzufassen.

Es scheint nicht richtig zu sein, hier von einem *System* zu sprechen. Denn einerseits wissen wir noch nicht, ob diese bottnischen Sedimentformationen ihrer Mächtigkeit nach einer Serie, einem System oder vielleicht sogar einer Gruppe entsprechen. Anderseits ist auch die Discordanz gegen das Liegende dort, wo das Hangende relativ schwach metamorphosirt ist, gut zu erkennen, hingegen an solchen Stellen, wo auch die jüngeren Sedimente durch Granitinjection in Adergneisse umgewandelt worden sind, schwer oder ganz unmöglich zu bestimmen und die jüngeren Schiefer sind also hier mit dem älteren unauflöslich verbunden. Sowohl ihre ursprüngliche petrologische Beschaffenheit wie ihre Stratigraphie und die Discordanz gegen das Liegende treten also nur *local* mit voller Deutlichkeit hervor, und es ist deswegen unsicher, ob man aus diesen rhapsodischen Fragmenten jemals eine zusammenhängende Chronik der bottnischen Zeit wird zusammenstellen können.

Da die *präbottnischen Sedimente* wenigstens einer zweimal wiederholten Gebirgsfaltung und Granitinjection ausgesetzt gewesen, sind sie demgemäss in noch grösserem Maassstabe in Adergneisse verwandelt worden. Auch finden wir, dass die *präbottnischen Granite* eine viel stärkere Umwandlung als die postbottnischen erlitten haben. Das vergleichende Studium dieser beiden archäischen Granitformationen lehrt uns die Umwandlungsvorgänge kennen, durch welche Granite in gneiss-

artige Gesteine verwandelt werden. In den Anfangsstadien dieser Metamorphose, wie wir ihr hauptsächlich bei den schwächer metamorphosirten, postbottnischen Graniten begegneten, besteht ihr Hauptmoment in einer Zerteilung der ursprünglich allotriomorphen grösseren Quarzpartien in kleinere rundlich begrenzte Körner, ein Vorgang, welcher, obgleich der Mineralbestand dabei wenig verändert wird, die Struktur des Gesteins recht stark beeinflusst. Nebenbei kommt auch hier eine Neubildung der übrigen granitischen Mineralien vor. In einem mehr vorgeschrittenen Stadium der Metamorphose, wie man sie besonders in den präbottnischen Graniten beobachtet, treten reichliche Neubildungen von Biotit, Quarz und Feldspat auf und zeigt sich im allgemeinen das Bestreben, das Gestein in ein isometrisches und zwar mittelkörniges Aggregat von diesen Mineralien umzuwandeln. Obgleich die so entstandene Struktur, welche durch die hypidiomorphe Begrenzung der Mineralien charakterisirt wird, sich derjenigen der echten Schiefer nähert, und das Gestein demnach verdient *gneissartig* genannt zu werden, ist die chemische Beschaffenheit doch fortdauernd diejenige eines Granites geblieben.[1] Schon makroskopisch wird man in den meisten Fällen diese Gneissgranite von solchen Gneissen unterscheiden können, an deren Zusammensetzung ein sedimentärer Schiefer teilnimmt. Da nun diese Adergneisse fast den überwiegenden Teil der Gneisse wenigstens in Nordeuropa bilden und dieser Name wohl im allgemeinen den Inbegriff einer sedimentären Entstehung gehabt hat, scheint mir der Vorschlag J. Lehmanns[2] schwer durchführbar, nach welchem man den Namen Gneiss lediglich als einen Strukturbegriff für druckmetamorphosirte Tiefengesteine anwenden soll. Bis es in der Zukunft bei einer genaueren Kenntnis der gneissartigen Gesteine möglich sein wird, eine mehr specialisirte Einteilung und Nomenclatur derselben einzuführen[3], möchte ich deswegen künftighin den Namen Gneiss auch für diese von mir s. g. Adergneisse benutzen, welche aus einem Gemenge von Glimmerschiefermaterial mit darin injicirtem Granit in bald zurücktretender, bald vorherrschender Menge bestehen, und die aus der regionalmetamorphen Umwandlung von Graniten entstandenen

[1] Vergl. H. Rosenbusch, Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. Tschermaks Min. Petr. Mitth. XII. 1891. S. 52.

[2] J. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1884. S. 252.

[3] In diesem Falle könnte man vielleicht für die Adergneisse die Bezeichnung *Arterit* (von ἀρτήριον, Blutader, weil sie geadert aussehen und diese Adern ihnen gleichsam neues Blut zugeführt haben) anwenden.

gneissartigen Gesteine als Gneissgranite oder druckschieferige Granite bezeichnen.

Da bei der Umwandlung der präbottnischen Granite dieselben Mineralien entstanden sind, welche aus einem granitischen Magma sich auskrystallisiren, obgleich ihre Begrenzungen zeigen, dass sie nicht im Magma frei schwebend, sondern zwischen anderen Mineralien allmählich gebildet worden sind, so müssen sie offenbar auch während einer »*plutonischen Metamorphose*» entstanden sein.

Nirgends finden wir aber Anzeichen davon, dass die Granite jemals hier das Stadium erreicht hätten, welches als eine beginnende Wiederaufschmelzung, als eine »fusion and recrystallisation» im Sinne Lawsons [1] und anderer amerikanischer Geologen bezeichnet werden könnte. Im Gegenteil zeigen das Vorkommen der quarzporphyrischen Grenzfacies im postbottnischen Granit [2] sowie ihre Strukturen im übrigen, ihr Auftreten in Gängen und Adern etc. deutlich, dass diese Granite aus tieferen Erdrindenteilen im Magmazustande hervorgedrungen sind und erst dann erstarrten, als sie in höheren Niveaus einer allmählichen Abkühlung ausgesetzt wurden.

Sonst zeigt ja die hier vertretene Anschauung darin viel Ähnlichkeit mit der Lawsons, dass auch ich annehme, dass die grosse Seltenheit der Discordanzen im Grundgebiege darauf beruht, dass Granitintrusionen das einstmalige Liegende zerstört oder die Beziehungen zu dem Hangenden verschleiert haben, und dass wir demzufolge oft »irruptive Contacte» an solchen Stellen finden, wo wir erwarten würden das Liegende zu treffen.

Wie aus den hier geschilderten typischen Beispielen und einer allgemeinen Betrachtung der Geologie des scandinavisch-finländischen Grundgebirges hervorgeht, ist diese Regel jedoch nicht ohne Ausnahmen. An den meisten Stellen sind wohl die archäischen Schiefer mit Graniten so innig injicirt worden, dass Sediment- und Eruptivgestein in der That »wolkig in einander verschwimmende Gesteinsmassen» bilden, wo man nur ganz ausnahmsweise Spuren einer ursprünglichen klastischen Struktur entdecken kann, nirgends aber die Contacte gegen das Liegende findet. Doch giebt es Stellen, wo die Sedimente besser

---

[1] Études sur les schistes cristallins. Congrès géol. 4:me session. Londres 1888. S. 76. Commiss. géol. du Canada. Rapport sur la géologie de la région du Lac des Bois. 1886. u. Rapport sur la géologie de la région du Lac à la Pluie. 1889.

[2] In Schweden hat Högbom auch in dem Upsalagranit, welcher dem präbottnischen Granit des westlichen Finlands entsprechen dürfte, eine quarzporphyrische Facies gefunden Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 13. 1893. S. 260.

erhalten sind, indem sie nicht in der Form von Adergneissen, sondern als echte Schiefer repräsentirt sind, und an solchen Stellen kann man auch unter geigneten Umständen den Contact gegen das Liegende wiederfinden und die Discordanz so zu sagen »auspräpariren», obgleich sie natürlich nicht in eben so deutlicher Gestalt wie in jüngeren Formationen auftritt, sondern im Gegenteil durch die Dislocationen und die Granitintrusion stellenweise ganz verschleiert sein kann. Es ist selbstverständlich, dass die Sedimentformationen eben an diesen Stellen, wo ihr Liegendes erhalten ist und ihnen Schutz gegen die Granitinjection, die Dislocationen und vielleicht auch gegen die Temperaturerhöhung gewährt hat, auch die petrologische Beschaffenheit und die Stratigraphie am besten erhalten zeigen müssen. In den Schieferformationen, nicht in den Gneissgebieten müssen wir somit die Geologie der archäischen Sedimentformationen studiren.[1] Und zwar nach der Forderung Heims[2] in solchen Schiefergebieten, welche in »Bruchregionen» liegen, d. h. in Gegenden, wo in postcambrischer Zeit »niemals Lagerungsstörungen von alpinem Charakter eingetreten sind», also vor allem in den grossen präcambrischen Gebieten von Nordeuropa und Nordamerika.

Wenn wir im Anschluss an Michel Lévy[3] in einer ausgedehnten

[1] Schon 1867 sagte Lossen in seiner Taunusarbeit, welche für die Lehre vom Metamorphismus von so epochemachender Bedeutung wurde, dass »nicht der Gneiss, sondern der Glimmerschiefer der Archityp der krystallinischen Schiefer sei.»

[2] A. Heim, Zur Klassification der krystallinischen Schiefer. Études sur les Schistes cristallins. Congrès géol. int. 4 sess. Londres 1888. S. 20.

[3] A. Michel Lévy, Sur l'origine des terrains cristallins primitifs. Études sur les schistes cristallins. Londres 1888. S. 53 ff. Bull. Soc. géol. France, 3:e serie, t. XVI. S. 102.

Als Anhänger der Injectionstheorie können nicht nur französische Forscher, wie Barrois, Lacroix u. a., sondern auch Kjerulf in Norwegen, J. Lehmann in Deutschland, Dawson, Lawson, Irving etc. in Nordamerika genannt werden. Unter den Geologen der älteren Schule ist wohl Durocher einer der ersten, der die Ansicht von einer innigen Durchdringung mit Granitadern ausgesprochen hat. Vergl. seine von zahlreichen Figuren beleuchtete Schilderung in der Constitution géologique de la Norwège, de la Suède et de la Finlande. Mém. Soc. Géol. France. 2:me Série. T. 6. 1 P. 1856.

Auch Lossen war derselbe Gedanke nicht fremd. Als ich ihm im Jahre 1892 u. a. eine Photographie des in Fig. 82 abgebildeten Adergneisses von Suinula gesandt hatte, sprach er brieflich seine Zustimmung zu meiner Erklärung aus; er freute sich Belege erhalten zu haben, die so gut mit Kjerulfs Darlegungen übereinstimmten, in welche er stets grosses Vertrauen gesetzt hatte. Zugleich warnte er wohl angesichts der Schwierigkeit des Problems der krystallinischen Schiefer vor einer zu grossen Verallgemeinerung und schablonenhaften Behandlung der Lehre von einer Granitisation als Ursache zu der Metamorphose, fügte aber hinzu: »ich möchte keineswegs behaupten, es kommen solche Fälle, wie sie von Michel-Lévy angeführt werden, nicht vor, manches, dass ich selber beobachtet habe, möchte ich im kleinen damit gern vergleichen.»

Granitinjection eine der Hauptursachen der Eigenart des Grundgebirges und zwar besonders der archäischen Formationen sehen, so möchten wir damit nicht behaupten, dass sie nur zur präcambrischen Zeit stattgefunden haben. Im Gegenteil kennt man ja Grundgebirgscomplexe, in welchen die Faltung, die Granitinjection und die mit ihnen verbundene Metamorphose während paläozoischer und mesozoischer Zeit stattgefunden haben [1], und es scheint uns sogar nicht ganz undenkbar, dass ähnliche Processe noch heutzutage in tiefen Erdrindenteilen unter den jetzigen Faltengebirgen thätig sein können, wenn es auch mehr als zweifelhaft bleibt, ob die Erosion jemals die eventuell so entstehenden Adergneisse den Augen der Geologen einer entfernten Zukunft blosslegen wird.

Dass nun in Finland, Olonez und dem Hauptteil von Schweden die Granitinjectionen lange vor dem Eintritt der cambrischen Zeit gänzlich aufgehört hatten, zeigte sich aus ihrem Verhalten zu den gefalteten «jatulischen» Sedimentformationen, welche in den östlichen und nördlichen Teilen dieses Gebietes vorkommen, und den ungestört liegenden »jotnischen» Sediment- und Eruptivformationen der Ostseeküste, welche Formationen überall jünger als die archäischen Intrusivgranite und dennoch von sicher präcambrischem Alter sind, sowie endlich aus ihren Beziehungen zu den ungefalteten cambrisch-silurischen Ablagerungen, die im mittleren Schweden, am Boden des Bottnischen Meerbusens und an der Südküste des Finnischen Meerbusens anstehen.

Auch in Nordamerika hat die Granitinjection auf vielen Stellen in präcambrischer und sogar »präalgonkischer» Zeit aufgehört. Bei Lake Huron und Lake Superior sind z. B. die Intrusivgranite überall von prähuronischem Alter, im Grand Canyon von Colorado wenigstens älter als die Grand Canyon-Serie, vielleicht sogar älter als die liegende Vishnu-Serie, welche beide von präcambrischen Alter sind, in Texas von prä-Potsdam Alter u. s. w. [2]

Im nördlichen China sind nach der Darstellung v. Richthofens die regionalmetamorphosirten, gneissartigen Granite von sehr alt präcambrischen Alter, indem sie nicht nur älter als die horizontal liegende,

---

[1] Vergl. H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges, N. Jahrb. Min. 1889, Bd. 2. S. 97: »Es ist eine unmittelbare Folge der hier entwickelten Auffassung, dass das Grundgebirge an verschiedenen Orten der Erde sehr verschiedenes Alter haben kann und haben muss.» Siehe auch Lawson l. c. S. 82.

[2] Dagegen begegnet man in New Scotia Granitintrusionen von paläozoischem und in Vancouver sogar solchen, die von mesozoischem Alter sind.

mächtige sinische Lagerfolge, sondern auch als die in ihrem Liegenden vorkommenden gefalteten Quarzitformationen sind.[1]

Auch viele andere der grösseren Grundgebirgscomplexe sind von präcambrischem Alter, in dem in ihnen die Granitinjection und die Gebirgsfaltungen vor dem Anfang der paläozoischen Ära aufgehört haben.

Es ist ja auch selbstverständlich, dass solche von granitischen Tiefengesteinen innig durchwobene Gesteinscomplexe vorwiegend in den ältesten Formationen, in welchen die Erosion am längsten und am tiefsten gewirkt hat, angetroffen werden müssen. Die jüngeren Sedimentformationen sind seltener so tief in das Erdinnere hineingepresst worden, dass sie mit den grossen Magmaherden in Berührung gekommen wären, und noch seltener hat die Erosion die so entstandenen krystallinischen Gesteinscomplexe jüngeren Alters blossgelegt.

Auch im übrigen wird ja das Documentmaterial der Erdgeschichte immer lückenhafter, immer schwieriger zu deuten, je tiefer nach unten man in der Gesteinsreihe kommt. Die ältesten Sedimentformationen sind von allen jüngeren bedeckt worden, von allen späteren Eruptionen durchdrungen, sie haben an allen nachträglichen Dislocationen teilgenommen. Wenn man somit einmal zu einer unteren Grenze kommt, hinter welcher in den für unsere Beobachtungen zugänglichen Bildungen keine Fossilien entdeckt werden und wo die Gesteine auch oft so stark metamorphosirt worden sind, dass ihre Identificirung auf Schwierigkeiten trifft, so bedeutet dies nicht, dass wir hier den »basal plane of life» erreicht haben, sondern höchstens eine Grenze, vielleicht nur eine Etappe der paläontologischen Forschung.

Bis zu dieser Grenze hinab, d. h. wenigstens bis zu dem Boden des cambrischen Systems, lässt die Erdgeschichte, trotz der vorhandenen Lücken, noch eine zusammenhängende Schilderung zu. Diese jüngeren Formationen sind nur *local* so stark metamorphosirt worden, dass man ihre Beschaffenheit nicht länger dechiffriren kann. Die präcambrischen Formationen und zwar unter ihnen besonders die ältesten, sind dagegen *in der Regel* bis zur Unkenntlichkeit verändert, nur *local* besser erhalten.

Aber wenn es auch zweifelhaft erscheint, ob man was diese ältesten Zeiten betrifft, jemals die »Continuität der Erdgeschichte» wird herstellen können, so wird man in jedem Falle aus den erhaltenen

[1] F. v. Richthofen, China. Bd. II. Berlin 1882. S. 105 ff., 220 ff., 370—379 u. 706 ff.

Resten dieser uralten Formationen, welche die Erosion aus tiefen Erdrindenteilen ausgegraben hat, auf die damals auf der Erde herrschenden Verhältnisse schliessen können; in ähnlicher Weise, wie ja auch unerwartete archäologische Funde Streiflichter über die Vergangenheit der Menschheit während solcher Zeiträume werfen, von welchen keine Urkunden uns erzählen und welche weit hinter dem Anfang der »alten Zeit» der Lehrbücher der Geschichte liegen.

Jedes Mal wenn es uns gelungen ist, ein solches wohlerhaltenes Fragment der archäischen Lagerreihe zu finden, wo ihr petrologischer und stratigraphischer Bau sich einigermassen dechiffriren und die Discordanz gegen das Liegende auspräpariren lässt, entsteht die Frage: wie ist dieses Liegende entstanden? Können wir auch den in diesem eingehenden schieferartigen Gesteinen bis zu einem Ort nachspüren, wo sie so gut erhalten sind, dass ihre Natur umgewandelter normaler Sedimente dargethan werden kann, und wo sie durch eine neue Discordanz von ihrem Liegenden getrennt sind? Dort wird sich dann wieder dieselbe Frage wiederholen, und wir werden somit allmählich nach unten in die geologische Lagerreihe vordringen, wobei wir jedes Mal, wenn wir sprungweise von einem Hangenden zu seinem liegenden Complex hinüberschreiten, immer stärker metamorphosirten Sedimentgesteinen und mit ihnen verwobenen Eruptiven begegnen. Wird nun vielleicht dieses Hervordringen nach unten hin so lange fortgehen, bis wir zu solchen Complexen kommen, in welchen die Gesteine überall so stark metamorphosirt sind, dass man ihre ursprüngliche Beschaffenheit nirgends dechiffriren kann? Wir könnten dann nicht wissen, wie viele Sedimentformationen noch in diesem ältesten Liegenden verborgen wären. Der Blick würde sich somit hier in die grenzenlose Ferne verlieren, und wir könnten mit Hutton sagen: there are »no traces of a beginning».

Doch lernten wir im östlichen Finland Verhältnisse kennen, welche zu einer anderen Auffassung zu führen scheinen. Hier fanden wir eine mächtige Schieferformation, in welcher die Gesteine petrologisch mit den präbottnischen Schiefern des westlichen Finlands übereinstimmten und vielleicht auch mit einigen von diesen genetisch verbunden waren. Hier ist auch das Liegende dieser Schiefer erhalten und besteht aus einer Formation, welche *nur granitische Gneisse,* aber keine solchen Gesteine enthält, welche mit einiger Wahrscheinlichkeit als metamorphosirte Sedimente gedeutet werden könnten. Eine ähnliche Formation hat auch im westlichen Schweden eine grosse Verbreitung, und an beiden Orten scheinen diese Formationen die ältesten der resp. Ge-

gend zu sein, uralte Horste bildend, welche in keinem beträchtlicheren Maasse von späteren Gebirgsfaltungen betroffen worden sind, und welche auch in Karelien die auf ihnen lagernden, wahrscheinlich sehr alten Sedimente gegen Zerstörung geschützt haben.

Wenn nun diese Formationen, wie nicht unwahrscheinlich scheint, wirklich Teile der so viel umstrittenen »Erstarrungskruste der Erde» wären, da hätten wir somit hier das äusserste Endziel der stratigraphischen Forschung erreicht. Hier wäre ihre Aufgabe beendigt, an einer Grenze, hinter welcher nur die Petrologie, die Geophysik und die vergleichende Sternkunde uns eine Vorstellung von den Ereignissen geben können, welche unser Planet während der ersten Stadien seines selbständigen Daseins durchgemacht hat.

Für die Stratigraphie bleibt noch immer übrig, die zahlreich vorhandenen Lücken in unseren Kenntnissen von den geologischen Formationen auszufüllen. Wenn es nun auch zweifelhaft erscheint, ob dieses was die ältesten präcambrischen Sedimentformationen angeht, jemals vollständig gelingen wird, so enthüllt sich unseren Augen doch schon jetzt, obgleich noch in undeutlichen Zügen, eine geologische Entwickelungsreihe in präcambrischer Zeit, deren Länge dem Gedanken kaum fassbar erscheint.

Nach der Annahme der nordamerikanischen Geologen wäre die Länge der s. g. »algonkischen» Zeit schon an und für sich grösser als die zusammengelegten Längen der postcambrischen Zeitalter.[1] Zum »Algonkian» wird dabei eine Reihe mächtiger, durch grosse Discordanzen getrennte Schichtsysteme gerechnet, von welchen z. B. bei Lake Superior der horizontal liegende »Keweenawan» 4—5000 m und die mehr oder weniger stark gefalteten huronischen Formationen zusammen wenigstens dieselbe Mächtigkeit besitzen. Es kommen aber auch in dem granitdurchwobenen prähuronischen Grundgebirge in Minnesota und Canada Schieferformationen vor, welche sicher sedimentärer Entstehung sind und dennoch um so viel älter als die huronischen Ablagerungen zu sein scheinen, dass sie sich nicht ohne Zwang in dieselbe Abteilung einfügen lassen. Dazu gehören vor allem die von Lawson beschriebenen Coutchiching und Keewatin, welche nach seiner Schilderung unzweifelhafte Conglomerate enthalten[2], und dennoch von den archäischen Gneissgraniten derselben Gegend durchsetzt werden, sowie

[1] C. R. Van Hise, Archean and Algonkian. Bull. U. S. Geol. Survey. N:o 80. 1892. S. 491.

[2] Siehe die auf S. 244 angeführten Schriften.

auch die Quarzite, Kalksteine, Glimmer- und Hornblendeschiefer des ursprünglichen Laurentian beim Lawrence River (Grenville series).[1] Die Angaben verschiedener Verfasser über die verschiedene Mächtigkeit dieser archäischen Sedimentformationen differenzieren so sehr unter einander und sind in den meisten Fällen so hoch gegriffen, dass sie einem unwahrscheinlich vorkommen. Darüber scheinen mir aber keine Zweifel obwalten zu können, dass die Mächtigkeit der s. g. algonkischen Formationen bei Lake Superior nur einen unbedeutenden Teil der Gesammtmächtigkeit der präcambrischen Sedimente Nordamerikas ausmacht, und dass die Annahme, dass der »Basalplan der klastischen Gesteine» am Boden des Lower Huronians läge, kaum mehr berechtigt ist als die frühere Annahme, dass er am Boden des Cambriums wäre.

In jedem Falle finden wir in Nordeuropa — um auf ein Feld überzugehen, mit dem ich besser vertraut bin — in demjenigen älteren granitdurchwobenen Grundgebirge, welches gleichwie der prähuronische Basalcomplex Nordamerikas unterhalb der tiefsten Discordanz liegt, die man noch über weite Strecken verfolgen kann, Sedimentformationen, deren Mächtigkeit wahrscheinlich diejenige der jüngsten präcambrischen Formationen bei weitem übertrifft. Während die Mächtigkeit der jotnischen Sedimente in Dalecarlien, wo sie am besten entwickelt sind, nach Törnebohm etwa 1,100 m beträgt, und die jatulischen Bildungen 1,500—2,000 m messen, schätzten wir die Minimalmächtigkeit der bottnischen Formationen der Gegend von Tammerfors auf 2,000 m und die ladogischen Sedimente Ostfinlands auf 4—5,000 m. Die lückenhafte Beschaffenheit der ältesten Formationen machen es aber wahrscheinlich, dass ihre wirkliche Mächtigkeit noch viel grösser ist als diese Zahlen angeben. Es ist natürlich unmöglich uns eine einigermassen exakte Vorstellung darüber zu bilden, wie gross diese Lücken sind. Wenn wir uns aber erinnern, dass die gewaltigen Gebirge, welche während verschiedener Perioden der präcambrischen Zeit hier entstanden, vor der Ablagerung der jotnischen Sedimente fast vollständig abgehobelt wurden, so sehen wir ein, dass die hier erhaltenen Sedimente jüngeren präcambrischen Alters nur einen unbedeutenden Teil dieser Erosionsprodukte ausmachen können. Von den älteren, archäischen Sedimenten muss aber noch viel weniger erhalten sein, und ihre beobachtete Mächtigkeit muss also mit einem noch grösseren Factor multiplicirt werden, um die wahre, ursprüngliche Mächtigkeit zu

[1] Frank D. Adams, On the typical Laurentian Area of Canada. Journal of Geology, 1893. S. 325. Neues Jahrb. 1893. Beilageb VIII. S. 419.

ergeben. Erinnern wir uns weiter, dass auch in diesen längstverflossenen Äras Perioden von Gebirgsfaltung und Granitintrusion mit Perioden von ruhiger Sedimentation und vulkanischer Thätigkeit abwechselten, dann bekommen wir erst recht eine Vorstellung davon, wie diese Lagerreihen trotz oder vielleicht besser gesagt *mit* ihren imponirenden Lücken eine Zeitlänge angeben müssen, gegenüber welcher diejenige der postcambrischen Zeit fast zu einem Bruchteil zusammenschmilzt. Die Bedingung der Descendenztheorie, welche präcambrische Zeiträume von fast unermässlicher Länge erfordert, während welcher sich das organische Leben zu der Blüthe entwickeln konnte, welche sie schon im Anfang der paläozoischen Ära zeigte, scheint somit schon hier erfüllt zu sein.

Sehr schwierig wird es sein, für diese präcambrischen Formationen eine Nomenclatur zu finden, welche dem jetzigen Stadium unserer Kenntnisse entspricht und allen theoretischen und praktischen Bedürfnissen gebührend Rechnung trägt. Am einfachsten ist es natürlich, locale Namen anzuwenden; die Schwierigkeit beginnt erst dann, wenn die Frage entsteht, wie weit man die Anwendung dieser Namen ausdehnen und wie man die in verschiedenen Erdteilen vorkommenden präcambrischen Sedimente in grössere Abteilungen einteilen soll.

Hierbei ist es vor allem notwendig, dass man die zwei verschiedenen Einteilungsprincipien, die hier angewandt werden können, streng aus einander hält (vergl. die ausführlichere Auseinandersetzung auf S. 230—232).

Einerseits kann man nach einem rein *theoretischen* Gesichtspunkte die präcambrischen Bildungen in *klastische* und *präklastische*, oder mit anderen Worten, in *azoische* und *proterozoische* einteilen. Diese Einteilung ist jedoch in der Praxis von wenig Nutzen, da es in den meisten Fällen schwierig sein wird zu sagen, welche Bildungen sicher azoisch sind. In dem nordeuropäischen Grundgebirge können hier kaum andere Formationen in Frage kommen, als die granitischen Gneisse, welche wir oben unter der Bezeichnung *katarchäisch*, die gleichbedeutend mit azoisch ist, angeführt haben. Ob der Fundamental-Gneiss Canadas auch als azoisch in diesem Sinne zu betrachten ist, darüber herrscht noch Meinungsverschiedenheit unter den canadischen Geologen.

Anderseits kann man dann eine Einteilung versuchen, welche vor allem die *praktischen* Forderungen des Feldgeologen in's Auge fasst, indem man damit beginnt, die jüngeren präcambrischen Formationen, welche sicher klastisch sind und nach unten durch eine deutliche Discordanz begrenzt sind, von dem granitdurchwobenen Liegenden zu tren-

nen. Nur muss man bei dieser Unterscheidung von *jüngeren präcambrischen Sedimenten* und einem *ältesten Grundgebirge* sich stets erinnern, dass die Grenze dieser beiden Abteilungen nur für jede einzelne Gegend, d. h. nur so weit als man die Discordanz verfolgen kann, sich genau bestimmen lässt, und dass die Einteilung also nur in sehr beschränktem Masse eine chronologische Bedeutung haben kann. Wenn man aber diesen Umstand genügend betont und es überhaupt allgemein anerkannt wird, dass *jede Einteilung der präcambrischen Sedimente, welche die ganze Erde umfasst, ohne streng chronologische Bedeutung sein muss,* so scheint mir dieser Umstand kein absolutes Hindernis für eine Einteilung zu bilden, welche sonst sowohl für die geologischen Lehrbücher als auch für viele kartographische Zwecke unbedingt erforderlich erscheint.

Bei mehreren der Verfasser, welche eine solche Einteilung versucht haben, besteht die Neigung, den ältesten granitdurchwobenen Complex, der sich nicht nach rein stratigraphischen Methoden zerteilen lässt, als *archäisch* zu bezeichnen. Dieser Name wäre somit ohne streng definirte chronologische Begrenzung als gleichbedeutend mit Urgebirge oder ältestes Grundgebirge zu gebrauchen. Es wird natürlich nicht für jeden Grundgebirgscomplex angewandt werden können, sondern nur für solche, deren hoch präcambrisches Alter dargethan werden kann. Archäisch ist also keineswegs für gleichbedeutend mit azoisch anzusehen, was auch weder in dessen Bedeutung noch in dessen ursprünglichen Definition lag. Im Gegenteil würde der archäische Complex, nach der obigen Definition, auch klastische und somit aller Wahrscheinlichkeit nach auch »zoische» Formationen umfassen. Es enthält aber selbstverständlich auch die azoischen Bildungen, oder was wir als katarchäisch bezeichnet haben, welche so zu sagen das meist incarnirt archäische sind.

Als zusammenfassender Name für die jüngeren präcambrischen, stratigraphisch teilbaren und nach unten durch eine deutliche Discordanz begrenzten präcambrischen Sedimentformationen kann man dann entweder eine provisorische Bezeichnung oder einen Term von theoretischer Bedeutung einführen. In den Vereinigten Staaten hat man die erstere Verfahrungsweise gewählt, in dem man die jüngeren Formationen in dem s. g. »algonkischen System» vereinigt hat. Später hat jedoch Van Hise die Bezeichnungen archäisch und algonkisch so definirt, dass sie gleichbedeutend mit azoisch und proterozoisch in der oben

angeführten Bedeutung geworden sind.[1] In einer solchen streng theoretischen Bedeutung hat das Wort algonkisch keinen Sinn und wird zweckmässiger mit proterozoisch ersetzt. Nur als ein provisorischer Begriff, für den die untere Grenze nicht theoretisch, sondern im Felde definirt wird, kann es überhaupt irgend welche Berechtigung beanspruchen. Da nun nach der Ansicht Van Hises und anderer amerikanischer Geologen die algonkischen Sedimente mit ihren zwischenliegenden Discordanzen eine Zeitlänge repräsentiren, welche »nicht ungeeignet mit der ganzen nachfolgenden Zeit verglichen werden kann», erscheint es auch nicht ganz konsequent, hier den Namen System oder eine Bezeichnung anzuwenden, welche in Analogie mit dem Systemnamen gebildet worden ist[2], da dieses eine ganz unrichtige Vorstellung von der Länge der algonkischen »Periode» erwecken muss.

Richtiger erscheint mir deswegen hier nach dem Vorschlage Irvings zwischen dem archäischen Grundgebirge und der paläozoischen Gruppe *eine neue Gruppe einzufügen*, für welche dann ein solcher *theoretischer* Name gewählt werden muss, der nicht die Vorstellung erwecken darf, dass ihr Liegendes azoisch wäre. Ich würde dem Namen *archäozoisch* den Vorzug geben. Die Ähnlichkeit im Wortlaute mit archäisch und katarchäisch scheint mir ein grosser Vorzug zu sein, da bei dem Fehlen einer chronologisch definirten Grenze archäozoisch und archäisch, wenn man die ganze Erde in Betracht nimmt, eher als verschiedene *Facies* der präcambrischen Bildungen denn als chronologisch gut getrennte Abteilungen zu betrachten sind. Wenn aber auch die Äquivalente der archäozoischen Bildungen in einem anderen Teil der Erde dem archäischen Grundgebirge eingewickelt liegen können, so hat doch die Einteilung *für jede einzelne Gegend einen chronologischen Wert*, in dem die archäozoischen Bildungen dort immer jünger als die archäischen sein müssen.

Wenn man nun dieses Schema mit der Bezeichnung *katarchäisch* als zusammenfassender Name für diejenigen Teile von dem archäischen

[1] Van Hise betont jedoch selber den *versuchsweisen* Charakter dieser Definition, indem er nicht bestimmt entscheiden will, ob der archäische Complex klastische Gesteine enthält oder nicht, obgleich er der letzterwähnten Ansicht zuneigt. (l. c. S. 478 ff.).

[2] Denselben Einwurf kann man auch gegen de Lapparents Bezeichnung »Système précambrien» (Traité de Géologie. 3 Éd. S. 737) machen. Die Anwendung des Wortes präcambrisch in dieser beschränkteren Bedeutung erscheint ebenfalls nicht zulässig, da sie zugleich seiner wörtlichen Bedeutung nach besonders in England und Amerika als zusammenfassender Name für alle vor-cambrischen Gesteine angewandt wird und in der That die beste Bezeichnung für diesen Gesteinscomplex bildet.

Complex, welche sicher azoisch sind, vervollständigt, so erhält es das folgende Aussehen:

Allgemeine Bezeichnung:	Hier vorgeschlagene Einteilung:	Synonyme:
Präcambrische Formationen	**Archäozoische** Gruppe	**Proterozoische** Gruppe
	Archäischer Basalcomplex, inclusive	
	Katarchäische Bildungen	**Azoische** Bildungen

Natürlich muss man auch darnach streben, der Grenze der zwei Hauptabteilungen des Präcambrischen mit der Zeit wenn möglich eine bestimmtere chronologische Bedeutung zu geben. Es scheint mir auch nicht völlig undenkbar, dass es noch in der Zukunft gelingen könnte, eine solche bestimmtere Parallelisirung auch entfernt von einander liegender präcambrischen Sedimentformationen durchzuführen. Erstens ist es ja nicht nur möglich, sondern sogar wahrscheinlich, dass *Fossilien* hier entdeckt werden können; in den algonkischen Formationen Nordamerikas sind sie ja schon bekannt und auch in den bottnischen Formationen haben wir ja fossilienähnliche Dinge gefunden: dann könnte man vielleicht in solchen *Verschiedenheiten in der primären petrologischen Zusammensetzung der Sedimente*, welche auf *climatologischen Bedingungen*, die einst auf der ganzen Erde bei ihrer Bildung geherrscht haben, zurückgeführt werden müssen, wie z. B. in dem Wechsel quarzitischer und feldspatreicher Sedimente, einen Anlass zu der Correlation einzelner Formationen finden. Endlich lässt es sich auch denken, dass wir für verschiedene Gebiete dieselbe *Succession* von vulkanischen Ereignissen, Faltungsbewegungen, Granitintrusionen etc., aufweisen könnten, wodurch dargethan werden könnte, dass verschiedene Teile der Erdrinde in dieser Beziehung dieselben Entwickelungsphasen ungefähr gleichzeitig durchlaufen haben.

Wenn nun auch diese Ausführungen vorläufig nur zu wagen Vermutungen führen können, so zeigen sie jedenfalls, dass man noch nicht berechtigt ist, hier ein bestimmtes ignorabimus auszusprechen.

Nicht nur die letzte theoretische Betrachtung führt uns zu der Frage von denjenigen Processen, die in der Tiefe vorsichgehen, sondern wir sind ihr auch auf Schritt und Tritt begegnet. Es ist ja auch eine unmittelbare Folge der ganzen Auffassung, die hier entwickelt worden ist, dass wir erst dann die Rätsel des Grundgebirges voll-

ständig gelöst haben werden, wenn es uns gelungen sein wird uns eine einigermaassen adäquate Vorstellung von diesen Processen zu bilden.

Schon *petrologisch* führen uns stetige Übergangsreihen von eruptiven Ergussgesteinen zu Tiefengesteinen und von denjenigen Sedimentgesteinen, welche in den obersten Teilen der Kettengebirge unter Mitwirkung der Verwitterung umgewandelt worden sind, zu solchen, welche einst in so tiefen Erdrindenteilen lagen, dass sie dort unter Temperaturen umgewandelt wurden, welche den Schmelzpunkten ihrer Gemengteile nahe kamen oder vielleicht dieselben erreichten, und dass sie dort in dem granitischen Magma des Erdinneren gebadet wurden.

Auch *geotektonisch* gilt es hier in ihren Einzelheiten die Faltungsbewegungen zu erklären, welche die einst auf der Erdoberfläche ruhenden Schichten so tief in das Erdinnere hineingepresst haben und ihnen ihre jetzige überwiegend senkrechte Lage verliehen haben. Dabei stossen wir auch vor allem auf die Frage von der Plasticität des Erdinneren und von dem Verhältniss zwischen den Faltungsbewegungen und dem Vorhandensein grosser Magmaherde in den tieferen Teilen der Erdrinde. Was ist hier Ursache, was Wirkung? Sind wohl diese Magmaherde als »residual lakes» aufzufassen, welche seit der Erstarrung der Erdrinde in schmelzflüssiger Form verblieben sind, und welche vielleicht die Gebirgsfaltungen bedingt oder wenigstens ihre Lage bestimmt haben? Oder aber, sind die durch die allmähliche Schrumpfung der Erde hervorgerufenen Faltungen die Ursachen gewesen, welche durch eine Entlastung des Druckes für die überhitzten, aber schon erstarrten Gesteinsmassen des Erdinneren die Möglichkeit geschaffen haben, von neuem plastisch-flüssige Gestalt anzunehmen? Und auf welche Weise bahnten sich diese Massen ihren Weg an die Stellen, wo sie schliesslich erstarrten?

Alles dieses sind Fragen, welche sich vor demjenigen, der im Grundgebirge arbeitet, stetig auftürmen müssen. Und wir besitzen auch hier, wo wir thatsächlich sehr tiefe Erdrindenschnitte beobachten, ein faktisches Material, durch welches sie geprüft und ihrer Lösung näher gebracht werden können. Wenn nun in den hier behandelten Gegenden alles darauf hindeutet, dass das granitische Magma, welches der Hauptträger der umgestaltenden Agentien war, noch von unten kam, so müssen wir, um die bedeutungsvolle Frage von der ersten Entstehung dieses Magmas durch direkte Beobachtungen zu lösen, wenn möglich noch tiefer erodirte Erdrindenteile aufsuchen, wie sie vielleicht in Canada vorliegen. Oder müssen wir auch, wenn das Flüssigwerden des

Magmas nicht in solchen Erdrindenteilen stattgefunden hat, welche die Erosion uns zugänglich gemacht hat, auf die Lösung dieser Frage durch Beobachtungen im Felde verzichten und sind auf die Schlüsse angewiesen, zu welchen die Petrologie und Geophysik bezüglich des Zustandes des Erdinneren führen.

So erfahren wir auch auf diesem Gebiete der geologischen Wissenschaft, dass ihr Vordringen, wie anfangs gesagt wurde, nach unten hin erfolgt. Nach unten in doppeltem Sinne: einerseits in die Reihe der sedimentären Formationen, wo sie, vom Hangenden zum Liegenden stetig vordringend, allmählich ihre Vorposten vorschiebt, bis sie einst die ganze Lagerreihe, welche zwischen den heute sich ablagernden Sedimenten und der Erstarrungskruste liegt, unter ihre Herrschaft gebracht hat; anderseits aber auch in räumlicher Beziehung, indem sie, von der Erdoberfläche ausgehend, zu immer tieferen Teilen der Erdrinde, welche die Denudation blosslegt oder in welche nur unsere Gedanken hinabreichen, zu gelangen strebt.

Erklärungen der Tafeln

findet man für Taf. I auf den Seiten 18—19, für Taf. II S. 21, für Taf. III S. 55—56, für Taf. IV S. 166—167, für Taf. V, Fig. 1, S. 97—98, Fig. 2, S. 84.

Bemerkungen zu den Karten.

Die beigefügte **geologische Übersichtskarte von Finland** im Maassstab 1:2,500,000 wird auch in einem von der Gesellschaft für finländische Geographie ausgegebenen Atlas erscheinen und wurde ursprünglich speciell für diesen Zweck ausgearbeitet. Dieselbe wurde auch schon bei dem siebenten internationalen geologischen Congress in S:t Petersburg im Jahre 1897 unter den Teilnehmern desselben verteilt. Sie gründet sich was die südlichsten Teile des Landes, ungefähr bis zum 62° 25' im Norden, betrifft, auf die detaillirte Aufnahme der geologischen Landesuntersuchung. Über die mittleren Teile des Landes besitzen wir nur spärliche Angaben, meistens älteren Datums, und die Karte ist somit hier wenig zuverlässig. Besonders muss als unentschieden betrachtet werden, wie weit sich das grosse centrale Granitgebiet gegen Norden hin erstreckt. Dann sind auch die Angaben über die Verbreitung der Schiefer und der glimmerreichen Gneisse in diesen Landesteilen sehr schematisch.

Über das nördlichste Finland besitzen wir geologische Karten, die von Jernström, Inberg, Stjernvall u. a. ausgeführt worden sind. Es ist aber recht schwer, diese Angaben damit in Einklang zu bringen, was über die Geologie des südlichen Finlands bekannt ist, und es fehlen auch für Lappland, Kola und das russische Karelen fast überall die Angaben über die Verbreitung der archäischen Schiefer und der jüngeren Granite. Die hell rote Farbe, welche den älteren Granit des südlichen Finlands angiebt, bedeutet somit hier unzerteilbares Grundgebirge.

Für das Olonezgebiet folgte ich übrigens den Karten von v. Helmersen, Inostranzeff und Loevinson-Lessing, für Kola den Angaben W. Ramsays.

Die Lückenhaftigkeit des Beobachtungsmateriales sowie auch praktische Rücksichten nötigten in einigen Fällen zu Abweichungen vom geologischen Einteilungsprincip, welches sonst auf der Karte und im Zeichenschema befolgt wurde. So sind z. B. die Diabase und Gabbros von verschiedenem Alter zusammengestellt worden, obgleich sie z. T. (bei Björneborg und im Ladoga) jünger als der Rapakivi, z. T. (in der Gegend von Heinola) älter als derselbe sind. Der Gabbro von Ylivieska dürfte sogar wahrscheinlich älter als der jüngere archäische Granit der Gegend sein. Der Rapakivi erhielt im Zeichenschema seinen Platz diesen Diabasgesteinen zunächst, obgleich er eigentlich (mit den älteren Diabasen) unter dem Sandstein liegen sollte. Aus ähnlichen Gründen erhielt auch die Farbe für den präbottnischen Granit (sowie auch die Bezeichnung der dazugehörenden Diorite und Peridotite) ihren Platz unter den älteren Schiefern und den dazugehörenden Gneissen, obgleich er wenigstens zum grossen Teil jünger als diese Schiefer ist. Da aber seine Beziehungen zu ihnen in anderen Fällen unklar sind und dieselbe Farbe auch unzergliedertes Grundgebirge bedeutet, erschien es richtiger, ihn vorläufig unter diese älteren Schiefer und Gneisse einzuschalten.

Die Karte ist überhaupt eher als eine Kartenskizze denn als eine in jedem Detaille richtige Darstellung zu betrachten. Da aber schon Jahrzehnte seit dem Erscheinen der älteren, ebenfalls skizzirten Karten von Wiik und Moberg verflossen sind, erschien es zweck-

mässig jetzt eine erneute Zusammenstellung zu versuchen, um so mehr, als eine einigermaassen richtige Übersichtskarte von Finland erst nach mehreren Jahren ausgearbeitet werden kann, nachdem das Land geologisch vollständiger aufgenommen sein wird.

Die **geologische Übersichtskarte der Gegend von Tammerfors** ist ein Auszug der petrologischen Übersichtskarte des Landes, von welcher die ersten Blätter, darunter auch das Kartenblatt Tammerfors, nach ungefähr einem Jahr erscheinen dürften. Die Bezeichnungen sind jedoch hier etwas vereinfacht.

Darauf sind die folgenden Correcturen zu bemerken:

1:o Das Diorit-Peridotitgebiet zu Tottijärvi reicht bis zum Ufer des Sorvanselkä, wo man auf einer schmalen Landzunge und einer Insel den S. 145 erwähnten verwitternden Peridotit findet.

2:o Das Adergneissgebiet von Jämsä dürfte nach späteren Revisionen etwas kleiner sein, als auf der Karte angegeben ist.

Der Maassstab der Karte ist 1 : 400,000.





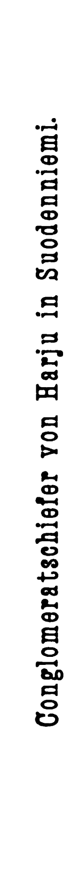
Conglomeratschiefer von Vähä-Lima in Teisko.



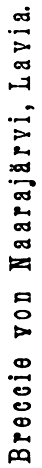
Conglomeratschiefer von Hormistonlahti in Teisko.

Sederholm,
Archäische Sedimentformation.

Taf. III.



Conglomeratschiefer von Harju in Suodenniemi.



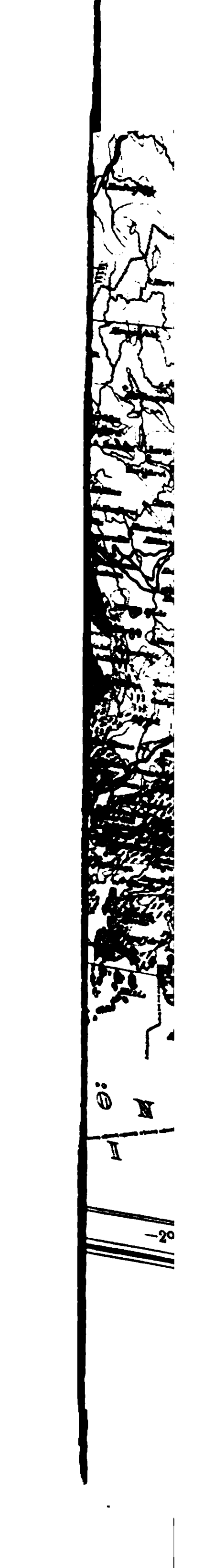
Breccie von Naarajärvi, Lavia.

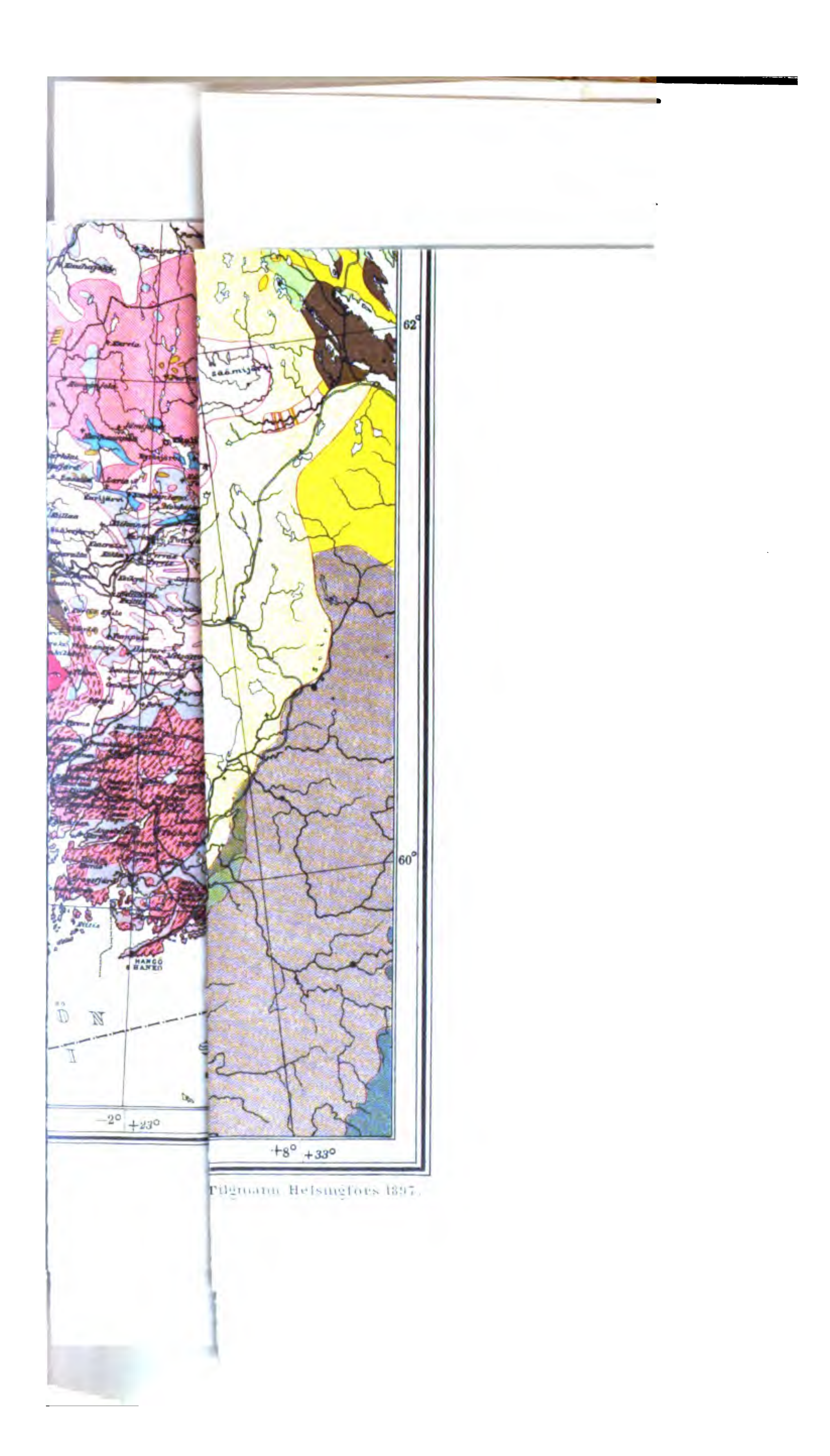


Fig. 1. Leptit von Mauri in Suoniemi.

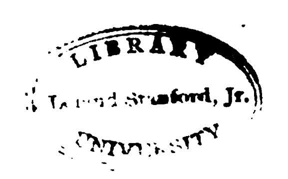


Fig. 2. Phyllit von Possila in Ylöjärvi.





Tilgmann Helsingfors 1897.


LIBRARY
Leland Stanford, Jr.
UNIVERSITY

J. G. Granö

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE LA FINLANDE

N:o 7

ÜBER STRANDBILDUNGEN DES LITORINAMEERES

AUF DER

INSEL MANTSINSAARI

VON

JULIUS AILIO

HELSINGFORS
APRIL, 1898

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 7

ÜBER

STRANDBILDUNGEN DES LITORINAMEERES

AUF DER

INSEL MANTSINSAARI

VON

JULIUS AILIO

MIT EINER KARTE UND 8 FIGUREN IN TEXT

HELSINGFORS
APRIL 1898

Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari

von

JULIUS AILIO.

Mit einer Karte.

(Vorgelegt am 2. April 1897).

Als ich im Jahre 1896 im Auftrage der Geologischen Commission unter der Leitung der Herrn Director Dr. Sederholm das Kirchspiel Salmi an der Nordostküste des Ladogasees geologisch aufnahm, bot sich mir eine gute Gelegenheit, die Strandbildungen des Ladoga näher kennen zu lernen. Als es sich dann zeigte, dass hier Erscheinungen von seltenem Interesse vorkamen, erhielt ich vom Herrn Director Sederholm den Auftrag, diesen Bildungen ein eingehenderes Studium zu widmen. Für diesen Auftrag sowie für viele von ihm während der Arbeit mitgeteilten Rathschläge sage ich ihm meinen besten Dank. Ferner bin ich Herrn Dr. Hugo Berghell besonders für Anweisungen im Felde zu herzlichem Danke verpflichtet. Schliesslich ist es mir eine angenehme Pflicht hier den Herren Prof. P. T. Cleve in Upsala und Mag. Harald Lindberg in Helsingfors meinen Dank für das Entgegenkommen auszusprechen, mit welchem sie das Bestimmen der in den von mir gesammelten Proben enthaltenen Diatomaceen, beziehungsweise Pflanzenreste, übernommen haben.

Einleitung.

Mantsinsaari ist, wie ein Blick auf die Karte zeigt, eine im N.E.-Teil des Ladoga gelegene Insel, deren Länge c:ca 14 km und deren grösste Breite c:ca 4 km beträgt. Sie ist verhältnissmässig niedrig, denn sie erhebt sich nur auf wenigen Stellen, die auf der Karte dunkler gezeichnet sind, bis 22—30 m ü. d. Sp. d. Finnischen Meerbusens. Im Ganzen ist die Insel eben. Ausnahmen hiervon bilden nur die steilen Terrassenabhänge, welche jene höheren Teile von dem niederen Teil der Insel scheiden. Erstere sind jedoch einigermassen hügelig, während der letztere eine auffällig ebene Fläche bildet, und somit einen schönen Beweis für die grosse ebnende Gewalt des Wassers bietet. Die Abhänge sind nachher von der Erosion nur sehr wenig angegriffen worden; nur hier und da werden sie von einem Bache durchschnitten.

Wie auch aus der Karte hervorgeht, ist die Insel mit Ausnahme des N.E.-Teiles auf allen Seiten von der offenen See umgeben. Es giebt in der Nähe keine Inseln, welche das Ufer vor dem Anprall der Wellen schützen könnten. Ähnliche Verhältnisse sind auch früher vorhanden gewesen, als der Spiegel des Sees viel höher stand als jetzt. Spuren dieser Wirkung des Wellenschlages sind vorhanden bis zu den oben erwähnten, zuhöchst gelegenen Punkten, wo man sehr reichlich Strandschotter, Klappersteine, freigewaschene Steine und sogar Lehmschichten findet. Da nun dieselben Stellen an der Oberfläche zum grössten Teil aus Moränenmaterial gebildet sind — nur an wenigen Stellen tritt der nackte Fels an den Tag — so hat das Meer hier die günstigste Gelegenheit gehabt scharfe Strandlinien zu bilden.

In der That sind auf der Insel eine ganze Reihe von scharfen und steilen Abrasionsterrassen entstanden, dieselben, welche

die höheren Teile der Insel von dem übrigen, niederen Teil derselben scheiden, und zwischen ihnen befinden sich regelmässige und schöngezeichnete Ackumulationswälle. Der Totaleindruck, den diese Strandlinie macht, ist derart, dass man annehmen muss, dass der Meeresspiegel seit längerer Zeit dieses Niveau erreicht, und mit seiner gewaltigen, aber dennoch begrenzten, gleichmässigen Kraft seinen damaligen Strand umgestaltet hat. Vergleicht man diese Strandbildungen mit ähnlichen, z. B. mit solchen an den Küsten des Eismeeres und des Weissen Meeres, welche zu sehen Verf. Gelegenheit hatte, so muss man zugeben, dass diese letzteren, obgleich sie oft viel grossartiger sind, doch von den hier in Rede stehenden Bildungen was die Regelmässigkeit und Vollkommenheit ihrer Form betrifft, übertroffen werden.

Unterhalb der erwähnten Strandlinie finden sich an vielen Stellen bis zum jetzigen Strande reichende, oft sehr schöne Strandbildungen, die natürlich später als die vorigen entstanden sind, je nachdem der Wasserstand die verschiedenen Höhen erreichte. Von diesen Bildungen haben jedoch keine anderen als die auf halber Höhe zwischen dem oben erwähnten und dem jetzigen Strande gelegenen unter sich irgend welchen sichtbaren Zusammenhang, welcher beweisen könnte, dass das Meer längere Zeit auf einer bestimmten Höhe gestanden habe. Die genannte Strandlinie besteht aus einigen Ackumulationswällen und ist in keiner Beziehung mit der oberen zu vergleichen. Die jetzige Strandlinie schliesslich ist meist verhältnissmässig gut, stellenweise sogar sehr schön entwickelt.

Auf der N.E.-Seite der Insel liegt zwischen dieser und dem Festland die Landzunge Uuksalonpää und die Insel Lunkula, von denen jedoch die erstere ganz und die zweite zum grössten Teil unter einer Höhe von 15 m liegt. Sie waren also zu einer Zeit, die der Entstehungszeit der obersten, 22 m ü. d. Sp. d. Finnischen Meerbusens gelegenen Strandlinie entspricht, vom Meere bedeckt. Auch an dieser Seite haben die Wellen also damals mit einiger Gewalt die Ufer der Insel umbilden können. Daher ist auch die Strandlinie an der betreffenden Seite ganz gut

entwickelt, wenn auch vielleicht etwas schwächer als auf den anderen Seiten.

Wollen wir im Voraus, auf Grund früherer Forschungen, bestimmen, zu welcher Zeit die oberste Strandlinie entstanden ist, so haben wir vor Allem einen festen Anhaltspunkt in ihrer Zusammengehörigkeit mit einer am ganzen Strand des Ladoga und am innersten Teil des Finnischen Meerbusens auftretenden Strandlinie, von der De Geer in seinem Aufsatz »Kvartära nivåförändringar vid Finska viken» [1] und Berghell in seiner Abhandlung »Södra Finlands kvartära nivåförändringar» [2] gezeigt haben, dass sie die Grenze der grössten Ausbreitung des Litorinameeres (= L. G.) bezeichnet. [3] Andere Gründe für diese Annahme sind: die grosse Deutlichkeit und die regelmässige Ausbildung der Strandlinie, die wir auf diese Zeit bezogen haben, die Verschiedenheit der über und unter derselben gelegenen Terrains, sowie das Fehlen gleich scharf gezeichneter, tiefer gelegener Strandlinien. Ausser diesen Gründen werden wir im Folgenden noch Thatsachen erwähnen, die durch die geologische Schichtenfolge und durch pflanzenpalaeontologische Forschungen auf der Insel begründet sind, und welche die hier ausgesprochene Auffassung noch mehr bestätigen.

Die Untersuchung der auf Mantsinsaari befindlichen Strandbildungen wurde durch Abschreiten der Strecken ausgeführt, wobei die s. g. »Storskiftes»-Karte im Maasstab 1 : 8000, die im Jahre 1888 ausgearbeitet ist, als kartographische Unterlage benutzt wurde. Die dieser Publikation beigegebene Karte ist jedoch z. T. eine Kopie der von den Beamten der Landvermessung ausgeführten Kirchspielkarte im Maasstab 1 : 20000. Jedoch sind die Strandumrisse vollständig nach der erwähnten »Storskiftes» Karte korrigiert worden. Beim Vergleich dieser beiden Karten, von de-

[1] Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. Bd. 16. S. 619—655.

[2] Fennia 13, N:o 2.

[3] Es ist nicht ganz richtig den Ladoga zum Litorinameer zu rechnen, mit dem er nur durch zwei schmale Sunde in Verbindung stand, aus praktischen Gründen aber, nämlich der gleichförmigeren Terminologie wegen, thun wir es auch hier.

nen die Kirchspielkarte zwischen den Jahren 1845 und 1855 entstanden ist, bemerkt man nämlich grosse Verschiedenheiten, wodurch man den Eindruck erhält, als hätte der See seitdem stellenweise sogar recht grosse Stücke des Strandes verschlungen. So geht der Strandumriss auf der Kirchspielkarte von der N. Spitze von Raitasaari gerade nach S.W., nach Ristiranta zu, und ebenso von Raitasaari fast nach E.S.E.; Leipominlahti am S.E.-Ende von Mantsinsaari existiert auf der genannten Karte überhaupt nicht; ferner ist zwischen Kanasaari und Jänöinniemi kein Sund u. s. w. Dieser Umstand ist vielleicht verursacht durch einen sehr niedrigen Wasserstand des Ladoga in dem Jahre, als die Messungen für die Kirchspielkarte ausgeführt wurden und durch einen verhältnissmässig hohen Wasserstand während der Messungen für die »Storskiftes»-karte. Da wir ausserdem wissen [2], wie die finnischen Kirchspielkarten entstanden sind: durch Verkleinerung von Karten, die zu anderen Zwecken ausgearbeitet sind, und da bei dieser Verkleinerung nicht immer die grösst möglichste Genauigkeit erreicht ist, sind wir natürlich nicht berechtigt, aus dieser Verschiedenheit auf wirklich eingetroffene Veränderungen der Strandkonturen zu schliessen.

Durch verschiedene Bezeichnungen, welche z. T. die von De Geer vorgeschlagenen sind, habe ich versucht die hier auftretenden Strandbildungen, die verschiedenen Bodenarten, sowie auch den supra- und submarinen Strand des Litorinameeres zu bezeichnen. Ich werde im Folgenden auf Grund der Karte zuerst die marinen, beziehungsweise äolischen Bildungen beschreiben, dann ein paar Torfmoore, die von Strandwällen überlagert sind, und schliesslich zu den Resultaten übergehen, zu denen die pflanzenpalaeontologischen und Diatomaceen-Bestimmungen geführt haben.

---

[1] Nach einer Mitteilung, die mir von der Centralbehörde der Landvermessungen gegeben wurde.

[2] Otto Savander: Karttalaitokset. Fennia 2, N:o 1. S. 151—153.

Die Strandbildungen an der Grenze des Litorinameeres.

In die Moräne eingegrabene Abrasionsterrassen.

Wie aus der Karte zu ersehen ist, sind die supramarinen Gebiete überall von Abrasionsterrassen umgeben. Diese Gebiete bestehen hauptsächlich aus gewöhnlichem, feinem, staubförmigem Moränenschutt, der zuweilen auch Lehm enthält, wie z. B. im N. Teil von Peltonen. Er enthält ausserdem zuweilen in geringerer Menge grössere oder kleinere abgerundete Steine und zeigt nur an der Oberfläche Spuren von Auswaschungen durch die Wellen, wie z. B. groben Strandschotter, Strandsteine, stellenweise auch zahlreiche ausgewaschene Steine. Eine solche Bodenart hat natürlich der Erosion durch die Meereswellen besonders wenig Widerstand leisten können, und infolge dessen sind hier auch Abrasionsterrassen entstanden, die, was die Steilheit und die Schärfe des Terrassenfusses betrifft, ihres Gleichen suchen dürften.

Peltonen. Einen Begriff von den soeben beschriebenen Bildungen giebt Fig. 1. Die Höhe der Terrasse beträgt etwa 6 m, und ihre Neigung zur Horizontalebene etwa 35°. E.S.E. von der Kirche, wo die Terrasse dem Strande näher liegt, wurde sie nivelliert. Sie mass hier nicht mehr als 2 m Höhe, ihr Fuss aber war so scharf gezeichnet, dass man sich beim Bestimmen der L. G. höchstens um einige cm irren konnte. Die Messungen ergaben eine Höhe von 22,4 m über dem mittleren Wasserstand des Finnischen Meerbusens. [1] Das Nivellieren wurde hier, wie gewöhnlich, mit einem vor dem Gebrauch justierten »Elving'schen

[1] Der Ausgangspunkt war natürlich die damalige Höhe des Wasserspiegels des Ladoga. Diese ist, wie bekannt, sehr veränderlich. Unter Zugrundelegung von Beobachtungen über den Wasserstand, welche ich von der Oberverwaltung der Wege-

Spiegel» und einer gradierten Stange, als deren Unterlage stets eine Steinplatte benutzt wurde, ausgeführt. — Unterhalb des Terrassenfusses N.W. von Siidorovintalo finden sich Sand und ausgewaschene Steine. Der Sand geht nach unten in Thon über, der nach Aussage der Bauern ein bituminöser, schwarzer Thon (Svartlera) sein soll und oben weich war. Tiefer unten wurde er ganz undurchdringlich.



Fig. 1.
In die Moräne eingegrabene Abrasionsterrassen am W.N.W.-Rande von Peltosenkylä.

Oriselkä. Noch besser ausgebildet als die vorige Abrasionsterrasse, fand ich eine ähnliche Moränenterrasse am S.W.-Rand des Ackerlandes vom Dorfe Oriselkä. Sie kam mir vor wie der grasbedeckte Wall eines Festungswerkes. Die Höhe der Terrasse beträgt c:ca 7 m, ihre Neigung 33—34°. Diese Zahlen gelten jedoch nur für die Mitte der Terrasse, denn nach beiden Seiten

und Wasserbauten erhielt, sind die Höhen nach dem tiefsten Wasserstand, welcher 5,81 m über der mittleren Höhe des Finnischen Meerbusens ist, berechnet. (Der mittlere Wasserstand des Ladoga ist 6,67 und der höchste 7,87 über dem Finnischen Meerbusen. Siehe Hugo Berghell: Södra Finlands kvartära nivåförändringar S. 39).

hin nimmt sie, infolge der Senkung des Bodens, allmählich an Höhe ab und geht an beiden Enden in Ackumulationswälle über. Am Fusse der Terrasse befindet sich Sand des Litorina-Meeres mit wenig zahlreichen eingebetteten, freien Blöcken. Tiefer unten war in einer Grube unweit des Terrassenfusses ungeschichteter Thon zu sehen.

N.E. von dem Oriselkä befindet sich auch eine Abrasionsterrasse, die jedoch im Vergleich mit der vorigen unbedeutend ist. Ihre Höhe beträgt auf einer Strecke von 1 km, bis zu dem aus Saukkanen kommenden Weg, etwa 2,5 m, die Neigung 24°, und der Fuss ist recht deutlich markiert. Wie aus der Karte hervorgeht, stösst an die in Rede stehende Terrasse eine Reihe von Strandwällen, die W. von der Bucht Korpilahti liegen und mit dem Strandumrisse derselben parallel sind, woraus hervorgeht, dass die Terrasse gebildet war, ehe die Bildung des innersten Walles in der vorerwähnten Reihe begonnen hatte. Dasselbe Verhältnis ist ja auch an verschiedenen anderen Orten sowohl in Finland als in Skandinavien beobachtet worden. Unterhalb der Terrasse kommen ausgewaschene Steine vor, jedoch in verhältnissmässig geringer Anzahl, die Ecke ausgenommen, welche der von Saukkanen kommende Wall mit der Terrasse bildet, wo sie dicht an einander liegen.

Iutala. Die soeben besprochene Abrasionsterrasse ist an der Stelle, wo sie an den Ackumulationswall grenzt, eine Strecke weit unterbrochen, denn hier liegt der Boden tiefer. Am S.E. Rande erhebt sie sich jedoch wieder. Die Neigung wird zugleich allmählich stärker, denn während sie anfangs nur 18° ausmacht,

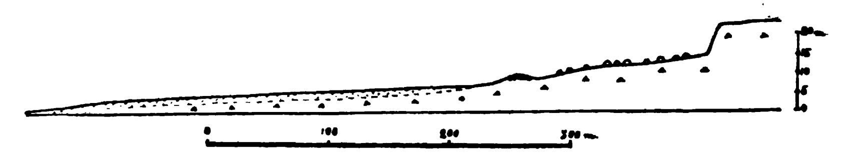


Fig. 2.
Profil der Abrasionsterrasse in der Richtung N. von Roukolahti.

ist sie in einer Entfernung von c:ca 150 m 23°, und noch weiter weg sogar 30°. Ihre Natur N. von Roukolahti zeigt obiges Profil.

Die Terrasse erscheint hier natürlich steiler als sie in der That ist; ich konstatierte eine Neigung von 32,5°. Die Höhe beträgt 6,9 m. Der Fuss ist sehr scharf und liegt nach meinen Nivellierungen 22,3 m über dem Finnischen Meerbusen. Am Fusse der Terrasse liegen überall ausgewaschene Steine, auch grössere, dicht aneinander. Diese hören innerhalb des unter der Terrasse gelegenen Ackumulationswalles, der auf der vorigen Seite besprochen wurde, auf.

Härkämäki. Auf der S.-Seite dieses Dorfes erhebt sich die Terrasse etwa 6 m hoch bei einer Neigung von c:ca 25°. Ihr Abhang ist hier unebener, ihr Fuss stumpfer als gewöhnlich. W. vom Dorf ist die die L. G. bezeichnende Strandlinie sehr undeutlich ausgebildet. Sie bildet z. T. einen stufenförmigen Absatz, auf dem Klappersteine zu finden waren. Es scheint also eine s. g. Ackumulationsterrasse zu sein.

Työmpänen. Das N.W.-Ende der Ackerländer dieses Dorfes ist von einer in die Moräne eingegrabenen Abrasionsterrasse umgeben, die sich nach dem Ladoga zu 2,5 m hoch erhebt, während die Neigung gleich 30° ist. An der Iutala entgegengesetzten Seite sind die betreffenden Zahlen 3 m und 28°. S.W. von Kurjenlahti ist die Terrasse nur 1—1,8 m hoch, ihr Fuss aber ist schärfer als man glauben sollte. Die Nivellierung ergab eine Höhe von 22,2 m über dem Finnischen Meerbusen. Im S.E.-Teil der Äcker von Työmpänen liegt stellenweise nach dem Ladoga zu eine niedrige und undeutliche Abrasionsterrasse, die durch das Bebauen des Landes noch mehr verwischt ist, da die Kulturen sich hier und da bis unterbalb der L. G. erstrecken. Auch auf der dem Festland zugekehrten Seite findet man an einigen Stellen etwas ähnliches. Übrigens scheinen die Wogen des Litorinameeres zur Zeit der grössten Ausbreitung desselben den grössten Teil der Insel Työmpänen überspült zu haben, denn Strandschotter und Klappersteine kommen an vielen Stellen reichlich vor, und die Moräne ist an der Oberfläche oft durch das Auswaschen umgelagert. Unterhalb des Terrassenfusses kommen am N.W.-Ende reichlich ausgewaschene Steine vor, von denen einzelne eine Grösse

von 1 m^3 erreichen. Ebenso sind N.E. von den Äckern des Dorfes etwa zwei Drittel von der Strecke zum See hinab wie besät mit ausgewaschenen Steinen. Auch an anderen Stellen kommen diese reichlich vor. — Auf der Karte sind sie ebenso wenig hier wie anderswo speziell markiert; der von ihnen bedeckte Boden ist als Moräne bezeichnet, denn infolge seiner Zusammensetzung macht er gewöhnlich den Eindruck einer solchen, obgleich an einigen Stellen, wo Durchstiche vorkommen, tiefer unten Strandschotter und auch Thon sichtbar sind.

Von den Moränenterrassen sei schliesslich noch die auf der E. und S.E.-Seite von Peltosenkylä gelegene, schwach ausgebildete, etwa 0,5—0,7 m hohe Terrasse erwähnt, welche etwas mehr als 1 m höher liegt als der Kamm des Litorina-Grenzwalles zwischen Muruntalo und Suurupelto. Bei genauem Hinsehen erwies sie sich als nicht ganz horizontal. Wir haben es hier wahrscheinlich mit einer sogenannten »Pflügungsterrasse» zu thun, d. i. eine terrassenförmige Bildung, welche beim Pflügen durch das allmähliche Hinabgleiten der Ackererde entstanden ist.

In den Berg eingegrabene Abrasionsterrassen.

Dass an solchen Localitäten wie Mantsinsaari die Beschaffenheit des Materiales auf die Bildung der Strandterrassen keinen grösseren Einfluss ansübte, geht daraus am besten hervor, dass die Strandlinie, welche die L. G. bezeichnet, sogar in den Felsen eingegraben ist. Dieser besteht auf der Insel aus einem Diabas, der makroskopisch dem durch die petrographischen Untersuchungen Wiik's, Chrustschoff's und Sederholm's bekannten Diabas von Walamo ganz ähnlich ist.[1] Er ist in ziemlich regelmässige quaderförmige Blöcke spaltbar und in hohem Grade verwittert. Diese Eigenschaften ermöglichen natürlich die Erosion durch die Wellen und bewirken sogar ein allmähliches Herabstürzen der Felswand.

---

[1] J. J. Sederholm: Om bärggrunden i Södra Finland. Fennia 8, N:o 3. S. 105—6.

Peipponen. Am S.W.- und S.-Rand der Äcker dieses Dorfes ragt eine steile 4—5 m hohe Diabaswand empor, an deren Fuss ein 2 m hoher, aus herabgestürzten Diabasstücken gebildeter, leicht abschüssiger Terrassenabhang sich befindet, der weiter unten ohne scharfe Grenze in eine von den Wellen geebnete Fläche übergeht. Sehr wahrscheinlich ist es, dass dieser Felsabhang durch die Meereswellen entblösst und z. T. auch erodiert ist. Auf derselben Stelle stehen nämlich noch einige grössere und kleinere säulenförmige Partieen des Diabasfelsens, die den Angriffen der Wellen widerstanden haben. Leider kann ich hier kein Bild einer solchen bisher aus unserem Land noch nicht beschriebenen Felsterrasse mit Strandsäulen geben, die freilich ziemlich unbedeutend erscheint, wenn man sie mit ebensolchen unter anderen Verhältnissen entstandenen [1] Strandbildungen vergleicht.

Infolge der unregelmässigen Formen des Felsabhanges, und da der Fuss ausserdem mit herabgestürztem Material bedeckt war, versteht es sich von selbst, dass es hier nicht möglich war die frühere Meeresgrenze zu bestimmen ohne dabei einen Fehler von mehreren Decimetern zu begehen. Dass wir hier aber gerade die L. G. vor uns haben, beweist der Umstand, dass die Terrasse im E.-Teil der Äcker des Dorfes ohne Unterbrechung und in demselben Niveau zuerst in einen Ackumulationswall und dann in schwachem Bogen in eine Ackumulationsterrasse übergeht und sich schliesslich in eine in die Moräne eingegrabene, am Fusse einigermassen scharfe, 4—6 m hohe Terrasse von 23—26° Neigung fortsetzt, die der L. G. entspricht. Unterhalb des Fusses der Terrasse scheint nach Peltonen zu eine Thonablagerung zu liegen, deren Oberfläche mit ausgewaschenen Steinen bestreut ist. Sie geht allmählich in eine an der Oberfläche moränenartige Bodenart über, die gleichfalls überall mit ausgewaschenen Steinen bedeckt ist.

Peltonen. S.W. von Siidorovintalo, dort wo die S. 7 abgebildete, in die Moräne eingegrabene Terrasse nach S.E. umbiegt,

[1] Vergl. z. B. Gerard de Geer: Skandinaviens geografiska utveckling, S. 19—23.

ragt ein anderer Diabasfels hervor. Auch hier bemerkt man eine am Fusse sehr undeutliche Terrasse, die anfangs 6—7 m hoch ist, sich aber allmählich bis zu 1 m abflacht. Die L. G. ist hier durch einen bis an ihren Fuss sich erstreckenden Gerölle- und Blockstrand angedeutet, der etwa 30 m breit ist und sich weiter hinaus senkt und ebener wird, aber auch hier noch an der Oberfläche ausgewaschene Steine in grosser Anzahl enthält. — Auch W. und E. von der Kirche geht die Terrasse direkt von der Moräne in den Diabas über, obgleich die Übergangsstellen auch hier nicht ganz deutlich sind. Die Höhe der Diabasterrasse beträgt etwa 4,5 m. Sie ist verhältnissmässig leicht abschüssig und an ihrem Fusse beginnt ein Blockstrand, der über 20 m breit ist und sich auf dieser Strecke 4 m senkt. Die Steine bestehen hier ausschliesslich aus Diabas. Sie haben scharfe Kanten und sind nicht sehr gross. Natürlich sind sie allmählich vom Abhang hinabgestürzt. Ausserhalb dieses Blockstrandes befindet sich noch ein anderer, etwa 10 m breiter, der aber hauptsächlich aus einzelnen ausgewaschenen Granitblöcken besteht.

Saukkanen. Ein Profil von einer solchen Diabasterrasse teilen wir nachstehend mit. (Man vergleiche hiermit das S. 8 gegebene Profil einer Moränenterrasse und beobachte zugleich, dass der

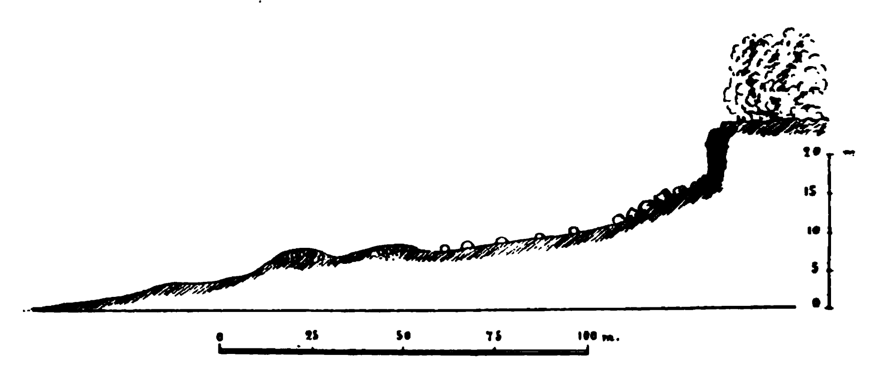


Fig. 3.
Durschschnitt in der Richtung II durch eine in den Diabas eingegrabene Abrasionsterrasse N. von Saukkanen.

Längenmaasstab dreimal, der Höhenmaasstab aber nur doppelt so gross ist als dort). Der auf dem Profil dunkel gezeichnete Fels-

abhang ist verhältnissmässig steil und einigermassen eben. Er erreicht eine Höhe von 6 m. Ganz am Fusse der Terrasse liegt hinabgestürzter Verwitterungsschutt, der z. T. späteren Zeiten entstammt, da er von den Wellen aufgeworfenes Geröllе bedeckt. Unterhalb der Terrasse beginnt, ganz wie bei der Kirche, ein Blockstrand, dessen steilerer Teil aus grossen Diabasblöcken gebildet ist, die z. T. stark verwittert sind und sich also wohl schon vor langer Zeit vom Felsen losgelöst haben. Weiter unten findet man spärlich ausgewaschene Steine, meist Granite. Sie kommen bis zum Inneren von den zwei auf Fig. 3 sichtbaren Wällen vor. Eine Fortsetzung dieser Terrasse bildet im S.E. ein etwa 2 m hoher Absatz, an dessen Fuss aufgeworfenes Geröllе liegt, während der Boden etwas weiter abwärts mit stark verwitterten, ausgewaschenen Diabasblöcken bedeckt ist.

Die L. G. kann auch an diesem Ort natürlich nicht genau bestimmt werden. Statt dessen ist es hier möglich die Grenze des Wellenschlags während der Zeit der grössten Ausdehnung des Litorina-Meeres zu bestimmen. Dort, wo die Diabasterrasse einige Bogen einwärts macht, waren nämlich die ausgewaschenen Steine bis zu einer bestimmten Höhe hinaufgeworfen, oberhalb welcher sie nicht mehr vorkamen. Da nun die Terrasse selbst aller Wahrscheinlichkeit nach erst zur Litorinazeit erodiert worden ist, so haben wir es hier mit einer in dieser Periode durch die Brandung gebildeten Grenze zu thun. Die Steine waren bis 24,8—25,0 m über den Spiegel des Finnischen Meerbusens oder bis etwa 2,5 m über die L. G. hinaufgeschleudert.

Grenzwälle und Wallserien.

Zwischen den oben erwähnten, zur Litorinazeit supramarinen Inseln haben sich auf Mantsinsaari flach abgerundete, stets regelmässig geformte Strandwälle gebildet, die dort, wo die Lage ganz offen ist, aus schönen Klappersteinen bestehen, an Stellen aber, wo sie auch nur ein wenig geschützt sind, oder wo sie an weit hinaus seichten Strändern liegen, aus typischem Strandschotter gebildet sind.

Muruntalo—Suurupelto. Wie auch aus der Karte hervorgeht, zieht sich zwischen diesen Orten ein einzelner Wall in schwachem Bogen hin. Ein von dem übrigen Wall sich abhebender Teil ist etwa 50 m breit und 2 m hoch und recht schön geformt (siehe das Profil S. 30); er ist jedoch dort, wo der Weg ihn entlang geht, z. T. zerstört, da der Wind hier Gelegenheit gehabt hat Sand von der Oberfläche fortzuwehen. Das Material, woraus er besteht, ist feinkörniger Sand, welcher schichtweise Klappersteine enthält. Diese halten im Durchmesser meist 2—2,5 cm, sind aber z. T. doppelt so gross und noch grösser. Mit dem Barometer bestimmte ich die Höhe des Wallkammes auf 22,4 m über dem Finnischen Meerbusen, also 0.4 m höher als der Fuss der Abrasionsterrasse E. von der Kirche. Nach aussen zu folgt auf den Wall eine schmale, ebene Sandzone, und weiter abwärts moränenartiger Boden mit zahlreichen ausgewaschenen Steinen. — Ein kurzer und unscheinbarer, aus mittelkörnigem Sand bestehender Wall befindet sich in der Biegung N.W. von Suurupelto.

Härkämäki. E.N.E. von diesem Dorfe liegt ein kurzer Ackumulationswall aus sehr schönen Klappersteinen, die meist von der Grösse einer Haselnuss oder eines Taubeneies, manchmal aber faustgross sind, ja, in einigen Fällen das Doppelte davon erreichen. Am E.-Ende geht der Wall auf einer Strecke von c:ca 150 m in eine Abrasionsterrasse über; hier und da sieht man ausgewaschene Steine. Noch weiter weg verändert sich die Natur des Walles, und bald beginnt eine niedere Terrasse, die allmählich höher und zugleich auch schärfer wird.

Työmpänen. An der S.W.-Seite und am S.E.-Ende der Äcker dieses Dorfes sind kurze Wälle vorhanden, die ebenso wie auf der vorigen Stelle aus sehr hübschen kleinen Klappersteinen bestehen.

Von den Wallserien, die aus mehreren von der L. G. an gewöhnlich bis zum jetzigen Ufer sich erstreckenden Wällen bestehen, möge diejenige hier zuerst Erwähnung finden, die am

N.-Rand von Suurisuo gelegen ist. Den der Kirche zunächst gelegenen Teil werden wir am richtigsten als eine besondere Wallserie betrachten. Diese enthält den grössten, den sogenannten Kirchhofwall, der an seinem W.-Ende wie ein gewöhnlicher Akkumulationswall geformt ist und aus feinem Sand besteht, der bis zur Oberfläche Gerölle und etwas unregelmässig abgeplattete Klappersteine enthält. Der Kamm des Walles hat eine Höhe von 0,5 m über dem Fusse der naheliegenden Abrasionterrasse oder 22,9 m über dem Finnischen Meerbusen. Der als Kirchhof benutzte Teil des Walles ist mit einer über 2,5 m hohen Schicht Flugsand bedeckt, den der Wind auf der Innenseite zu einer schwach ausgebildeten Düne angehäuft hat. Ein nahe beim Aussenrande gelegener Wall liegt 3 m tiefer als die L. G., ist sehr schön und wenigstens auf der W.-Seite aus Klappersteinen gebildet. Die beiden äussersten Wälle sind aus dem Sand entstanden. Der unterste befindet sich 6,2 m über dem tiefsten Stand des Ladoga-Wasserspiegels.

Die zwischen der soeben erörterten Wallserie und dem Dorf Saukkanen gelegene Strandbildung scheint sich durch die reissende und transportierende Kraft der Winde mächtig verändert zu haben. Ihr Material ist nämlich feiner Sand, in dem jedoch an einigen Wällen haselnuss-hühnereiergrosse Klappersteine zu sehen sind. Nur einer von den Wällen ist deutlicher und grösser als die anderen Wälle, welche weniger scharf, wellenförmig und höchstens 1 m hoch sind. In den zwischen ihnen gelegenen Vertiefungen hat sich hier und da eine dünne Torfschicht gebildet (Vergl. die Karte).

Quer durch diese Bildung fliesst der sogenannte Herranoja [1], von dessen Strand das nachstehende Profil genommen ist. Die-

[1] Nach dem Namen zu urteilen wäre der „Herranoja" das Werk irgend eines „Herren" (Beamten), aber jede Spur einer solchen Arbeit fehlt. Eine auf der Insel noch existierende Tradition erzählt, dass die erzürnte „Wasserfrau" einst in ihrem Grimm das Wasser aus dem See, der früher den Platz des jetzigen Morastes einnahm, durch den Herranoja ableitete und zugleich eine im See gelegene kleine Insel in die Bucht Uuksunlahti versetzte, wo auch ein Inselchen noch jetzt den Namen Mantsinsaari trägt.

ser Bach, in den von beiden Seiten her Erosionsravinen münden, ist wahrscheinlich allmählich durch die Erosion des vom Sumpfe hinabfliessenden Wassers entstanden. Er bildet an seiner Mündung ein Delta, das jedoch späteren Zeiten entstammt, da es dem ausserhalb des Walles befindlichen Torf aufgelagert ist.

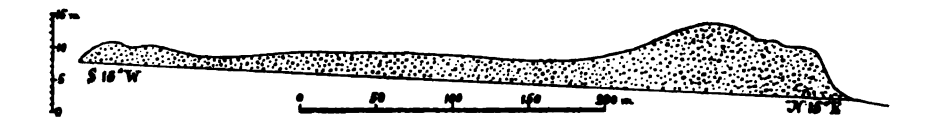


Fig. 4.
Profil der Ackumulationswallbildungen den Herranoja entlang.

Beim Betrachten der obenstehenden Figur wird man sich ohne Zweifel, ganz wie wenn man die Sache in der Natur betrachtet, fragen, welche Stelle der L. G. entspricht. — Nach dem Strande zu senkt sich die Bildung in einer steilen Terrasse, deren Fuss jedoch nicht mehr als 6—7 m über dem tiefsten Wasserstand des Ladoga zu liegen scheint. Am meisten fällt jener grosse Wall auf, der am besten ausgebildet und mehr zusammenhängend als die anderen ist. Sein Kamm liegt nach einer Barometerbestimmung 22,4 m über dem Finnischen Meerbusen, und scheint also der L. G. zu entsprechen. Auch für den Kamm des innersten Walles wäre man geneigt eine Entstehung während derselben Zeit anzunehmen, doch dürfte er auch eine spätere Flugsandbildung sein. Seine Höhe wurde nicht genau ermittelt. Ebenso ist die Angabe des Falles für Herranoja in Fig. 4, nur nach einer ungefähren Schätzung angegeben.

Korpilahti. Am Strande dieser Bucht hat sich eine ziemlich ausgedehnte Wallserie gebildet. Der innerste Wall folgt dem Rand des Moores von Saukkanen nach Iutala und ist anfangs eine sehr schöne Flugsandbildung, die sich 7,5 m über das Moor erhebt und einen abgerundeten Rücken mit »Asgruben» ähnlichen Vertiefungen bildet. Innerhalb desselben befindet sich eine anfangs niedrige und schwache Düne, die allmählich zunimmt, bald darauf aber sich in eine schwach wellenförmige

Dünenreihe umwandelt. Der ersterwähnte Wall wird auch desto niedriger je mehr man sich dem Oriselkä nähert, und hier werden die Klappersteine, und zum Ende hin sogar Gerölle ganz zahlreich. Bei dem aus Oriselkä kommenden Weg grenzt derselbe an die Abrasionsterrasse, die hier verschwindet. Von hier an ist der Wall nur aus etwa kopfgrossem Gerölle gebildet, seiner Konfiguration nach sehr regelmässig und oben abgerundet. Zuletzt verschwindet er fast unmerklich, während die Abrasionsterrasse wieder zu wachsen beginnt.

Der Kamm dieses Walles lag an der letzgenannten Stelle 16 cm höher als der Fuss der Abrasionsterrasse, also im Ganzen etwa 22,5 m über dem Spiegel des Finnischen Meerbusens. Bei dem oben erwähnten Weg war er wahrscheinlich durch die Erosion der vom Moor ausgehenden Frühlingsüberschwemmung niedriger geworden. Etwas mehr nach Saukkanen zu war die gleichfalls ermittelte Höhe 22,8 m und in der Nähe des Dorfs Saukkanen infolge der Mächtigkeit des Flugsandes sogar 30 m über dem Finnischen Meerbusen.

Ausserhalb des soeben besprochenen Walles liegt eine ganze Reihe von anderen, unter welchen jedoch nur die innersten schön geformt sind. Die übrigen sind meist schwach markiert und höchstens 0,5—1 m hoch. Zuweilen sind sie, wie in der Nähe von Hiloila bloss wellenförmige, niedrige Erhebungen, die nur an ihrer Vegetation, welche von derjenigen der zwischenliegenden Streifen sumpfigen Bodens stark abweicht, zu erkennen sind. — Die beschriebenen Wälle sind natürlich während der allmählichen, negativen Verschiebung der Strandlinie entstanden. Man muss annehmen, dass sie anfangs eine schöne, zusammenhängende Wallserie bildeten, dass aber ihr Zusammenhang später durch den Wind unterbrochen und zugleich die Gestalt der Wälle zerstört wurde.

Kurjenlahti. Auch an dieser Bucht sind die Strandlinien der verschiedenen Niveaus durch eine Reihe von Ackumulationswällen mit zwischenliegenden Sumpfgürteln markiert. Ausser dem Grenzwalle sind nur vier an der äusseren Seite desselben liegende

Wälle deutlich ausgebildet und c:ca 1 m hoch oder etwas darüber. Der Grenzwall selbst beginnt in der Nähe von Iutala, wo er anfangs einigermassen breit und niedrig ist, und wo einige ausgewaschene Steine an den Tag treten. Weiterhin wird der Wall höher und abgerundeter, das Material besteht aus feinem Strandschotter mit runden, hühnerei- bis faustgrossen Steinen. Nachdem der Wall eine scharfe Biegung nach S.S.E. gemacht hat, geht das Material nach und nach in ganz kleine Klappersteinchen und Sand über, welch letzterer Bestandteil bei Työmpänen in den obersten Schichten gänzlich fehlt. Der Wall ist, besonders gegen das Ende hin, ausserordentlich schön und regelmässig gebildet. Bevor er endigt, zieht er sich eine Strecke weit längs dem Fuss der Abrasionsterrasse dahin. Hier ist die Höhe seines Kammes 64 cm tiefer als der Fuss der Abrasionsterrasse. Ebenso wie schon von dem N.E. von Härkämäki gelegenen Ackumulationswall erwähnt wurde, geht auch er allmählich in diese Abrasionsterrasse über.

Roukolahti. Die am Strande dieser Bucht gelegene Wallserie ist die schönste auf Mantsinsaari. Der innerste Wall ist aus hübschen Klappersteinen ackumuliert und liegt ohne Zweifel an der L. G. Der darauf nach aussen folgende Wall ist, wenigstens in der Nähe von Työmpänen aus kopfgrossem Geröll͏e, ohne besondere Markierungen, gebildet. Ausserhalb dieses folgt Flugsand in Form einer breiten, wahrscheinlich ausgebreiteten Düne c.ca 100 m weit und darauf andere wellenförmige, aus Sand gebildete Ackumulationswälle, so dass die ganze Wallserie aus etwa zwanzig verschiedenen Wällen besteht. Die innersten Wälle sind 3—4 m hohe, stumpf abgerundete, sehr schöne Rücken, zwischen denen deutlich abgegrenzte Wiesen oder Ackerthäler mit einem 3—6 dm mächtigen Torflager liegen. Die mittlere Höhe des 9—14 Walles ist 1,5 m, und auch sie sind sehr schön gezeichnet. Bei den Folgenden sinkt die Höhe bis 0,5 m und die Mächtigkeit der Torfschicht nimmt an den tieferen Stellen bis 1,5—2 dm ab. Näher zum Strande liegt nur eine wellenförmig abfallende Ebene.

Die Wallserie macht einen so schönen Eindruck, dass der Geologe, der sie einmal sah, sie gewiss nicht bald wieder vergisst. Steht man in einem der Thäler zwischen zwei Rücken, so ist es, als befände man sich in einem tiefen Festungsgraben; der grünende Rasen aber, das blühende Ackerland auf dem Boden, der junge Wald auf der Böschung der Rücken, sie alle lassen kein kriegerisches Gefühl entstehen, sondern erfüllen die Seele mit Wonne und Bewunderung.

Longoinlahti. Wie aus der Karte hervorgeht, liegt E. vom E.-Strand der Bucht Longoinlahti eine fast 1 km lange, aus etwa 13 Wällen bestehende Wallreihe, die mit der jetzigen Strandlinie parallel läuft. Ihr Grenzwall ist ein von Härkämäki den Rand von Härkämäensuo entlang nach N.N.W. verlaufender Wall, dessen Form abgerundet, regelmässiger und schöner ist, als die der Anderen (siehe der Profil S. 35). Er besteht aus sehr reinem und typischem Strandschotter mit schön gerundeten Klappersteinchen. Die petrographische Natur der letzteren war folgende:

Granit	60 %
Gneiss	26 »
Quarzit	9 »
Schiefer	3 »
Dioritschiefer . .	1 »
Aderquarz . . .	1 »

Der Kamm des Walles lag, wie die Nivellierung ergab, 20 cm über dem scharfen Fuss der Abrasionsterrasse an der S.W.-Seite von Oriselkä, also 22,5 m über dem Meeresspiegel.

Von den übrigen Wällen dieser Serie waren die meisten einigermassen deutlich ausgebildet, wellenförmig. Die Oberfläche zweier, ausserhalb des Grenzwalles befindlicher Wälle entlang erstreckt sich ein schöner, oben abgerundeter Geröllgürtel ohne eingelagerten Sand. Das Gerölle ist faustgross, manchmal sogar kopfgross und entbehrt jeder Pflanzendecke, während am Rande stets Wachholder und Erlen wachsen. In den Vertiefungen zwischen den Wällen hat sich, wie gewöhnlich, Torf gebildet, dessen

grösste Mächtigkeit jedoch nicht grösser ist als 2—3, höchstens 4 dm, in den innersten sogar bis zu 5 dm.

Dass die Wallserie früher eine grössere Ausdehnung gehabt hat, ist selbstverständlich. Wenigstens auf der N.W.-Seite ist sie nach und nach unter den vorrückenden Flugsandhaufen begraben worden (siehe weiter unten).

Tabelle über die an der L. G. bestimmten Höhen der Strandbildungen.

Lokale.	Beschaffenheit der Strandlinien.	Nivellierungsmethode.	Höhe in m über dem Meeresspiegel.
Abrasionsterrassen:			
Am N.W.-Ende von Työmpänen . .	scharfgezeichnet.	Elvingscher Spiegel.	22,2
W. von Iutala	»	»	22,3
E. von der Kirche	»	»	22,4
Ackumulationswälle:			
Am N.W.-Ende von Työmpänen . .	ausgewaschen.	»	21,6
Am E.-Rand von Suurisuo:			
a) E. vom Bethaus in Oriselkä . .	ausgeprägt.	»	22,5
b) Etwa mehr nach Saukkanen zu als die vorige Stelle	unregelmässig.	»	22,8
c) S. von Saukkanen	mit Flugsand bedeckt.	»	c:ca 30,0
Am Rande von Härkämäensuo. . .	ausgeprägt.	»	22,5
Muru—Suurupelto	»	Barom.	c:ca 22,8
S.E. von der Kirche	unregelmässig.	Elv. Spieg.	22,9
»	mit Flugsand bedeckt.	»	c:ca 27,0
Beim Herranoja	regelmässig.	Barom.	22,4

Ältere Strandbildungen des Ladogasees.

Unterhalb der oben beschriebenen, an der L. G. gelegenen Strandbildungen, kommen auf der Insel an einigen Stellen noch andere vor, die unter sich zusammenzuhängen scheinen und die

ebenfalls recht regelmässig entwickelt sind. Sie liegen wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, ungefähr auf halber Höhe zwischen den an der Grenze des Litorinameeres und am jetzigen Ufer gelegenen Strandbildungen. Bildungen, die diesen entsprechen, kommen auch an anderen Orten, wie auf der Insel Lunkulansaari und am Strand von Salmi vor, und solcherart sind ohne Zweifel auch die von De Geer [1] und Berghell [2] erwähnten, unterhalb der L. G. befindlichen Terrassen am Strande des Wuoksens und am S.W. und N.-Ufer des Ladoga. Ihre Entstehung versetzt De Geer [3] in die Zeit, als die Sunde von Wiborg infolge der Landeserhebung sich über den Meeresspiegel erhoben. Erst später als die Neva entstand, wurde der Ladoga vollkommen von der Ostsee abgesperrt. Da wurde also der Ladoga im vollsten Sinn des Wortes ein See. Vor dem Durchbruch im Südwesten muss aber der Wasserstand besonders im nördlichen Teil des Ladoga eine längere Zeit konstant geblieben sein, da das Land und die Seenoberfläche gleichzeitig sich erhoben. Von den Strandbildungen aus dieser Zeit auf der Insel Mantsinsaari mögen folgende Ackumulationen erwähnt werden.

Peipponen. N.W. vom Dorfe befindet sich eine aus drei Wällen gebildete Wallserie, die aus hühnerei- bis faustgrossem Gerölle besteht. Der regelmässigste und schönste Wall ist der oberste, dessen Kamm 16,5 m über dem Finn. Meerb. liegt. An der S.W.-Seite des Dorfes ist, unterhalb der oben besprochenen Diabasterrasse, ein aus kopfgrossem Gerölle gebildeter Ackumulationswall gelegen, dessen Kamm 16,9 m über dem Meeresspiegel liegt.

Iutala. S. vom Dorfe liegt ein dem vorigen ähnlicher, deutlicher Wall, dessen Höhe 16,4 m über dem Meeresspiegel betrug. Er war vielleicht an dieser Stelle ein wenig zerfallen.

Aarreselkä [4]. W.S.W. von Työmpänen liegt ein Steinwall, der

[1] Gerard de Geer: Kvartära nivåförändringar vid Finska viken. G. F. F. Bd. 16. S. 649 und 652.

[2] Hugo Berghell: Södra Finlands kvart. nivåförändringar. S. 54.

[3] Gerard De Geer: Loc. cit. Tillägg till separatafdrag.

[4] Der Aarreselkä (Schatz-Rücken) hat seinen Namen davon erhalten, dass das alte Volk früher in der Johannisnacht in ihm nach Schätzen grub.

aus unförmlichen Blöcken besteht, unter denen solche von 1 m³ Grösse und darüber vorkommen, die aber gewöhnlich einige dm³ messen. Unzweifelhaft sind sie vom Eis dorthin transportiert worden, wenn Stürme das Eis gegen die Ufer pressten. Ausserdem sind auch kleinere Steine darunter, bis zur Grösse eines Hühnereies, welche natürlich von den Wellen aufgeworfen sind; durch ihr Umherrollen sind die grösseren Steine abgenutzt worden. Die Höhe dieser wie auch folgender wurde nicht genauer ermittelt, aller Wahrscheinlichkeit nach aber liegen sie in derselben Höhe, wie die vorigen.

Lamminniska und Suurenluhtanlahti. N.N.E. von der ersteren und N. von der letzteren Bucht, ganz am Rande einer sumpfigen Wiese, befinden sich sehr schöne Ackumulationswälle.

Työmpänen. Der innerste Wall der E. von diesem Dorf gelegenen, aus faustgrossen und kleineren Steinen bestehenden Wallserie ist auch ganz gut gezeichnet.

Taivatlahti. S. von dieser Bucht befindet sich ein breiter Ackumulationswall aus schönen, bis hühnereigrossen Klappersteinen. Der Sand ist auf beiden Seiten angespült.

Tabelle über die bestimmten Höhen der älteren Strandbildungen des Ladogasees.

Lokale.	Beschaffenheit des Walles.	Nivellierungs-methode.	Höhe in m über dem Finn. Meerb.
N.W. von Peipponen . .	scharfgezeichnet.	Elv. Sp.	16,5
S.W. » » . .	aus grösserem Gerölle bestehend.	»	16,9
S. » Iutala . . .	»	»	16,4

[1] Vergl. A. G. Nathorst: Jordens historia. p. 1058.

Strandbildungen am jetztigen Ufer.

Abrasionsterrassen.

Aittolahti und Taivatlahti. Ganz am Rande der ersteren und in der Nähe der zweiten bemerkt man eine Terrassenbildung der Jetztzeit etwas über der gegenwärtigen Höhe des Ladogaspiegels. An dieser Stelle ist der Terrassenabhang c:ca 6 m hoch, und durch das Hinabstürzen stellenweise ganz uneben. Der Fuss ist ziemlich deutlich markiert, und unterhalb desselben beginnt ein gewöhnlicher Steinstrand.

Ackumulationen.

Purmonniemi. Zwischen Purmonniemi und Peipponen liegt ein am Strande beginnender »Steinacker», der sich bis fast 4 m über die Grenze des höchsten Wasserstandes erhebt und oben



Fig. 5.
Purmonniemen Karikko — ein ausgewaschener Steinacker.

wellenförmig ist. Die Steine sind meist faust- bis kopfgross, z. T. auch kleiner oder grösser. Die technische Steinzählung ergab:

Granit	48 %
Diabas	20 »
Gneiss	12 »
Gneissgranit . .	11 »
Schiefer	5 »
Diorit	3 »
Sandstein . . .	1 »

In diesem Zusammenhang sei noch eine zweite Steinzählung erwähnt, die an den Strandsteinen in der Nähe von Karpalinniemi vorgenommen wurde. Sie beweist, wie auch die auf S. 19 gegebene, dass der Felsgrund der Gegend entweder nur dem Namen nach oder gar nicht in solchen Strandbildungen vertreten ist, die in einiger Entfernung von der Stelle liegen, wo der Felsgrund an den Tag tritt.

Granit (meist roter und grauer)	50 %
Gneiss	33 »
Pegmatit	5 »
Diabas (feiner)	5 »
Schiefer	3 »
Diorit	1 »
Quarzit	1 »
Rapakivi	1 »
Quarzporphyr	1 »

Peipponen—Longoinlahti. Zwischen diesen beiden Stellen besteht der heutige Strand entweder aus Ufersand mit darin eingebetteten freigewaschenen Steinen, oder auch aus sehr schönen Ackumulationswällen, oder schliesslich aus Serien von nur wenigen Wällen. Das Material der Wälle ist oft, wie N. von Longoinlahti, schöner Strandschotter mit stattlichen Klappersteinen. Der Wall bildet hier an einigen Stellen einen sog. Lagunenwall.

Nach Oriselkä zu von dieser Bucht liegt 1,1 m über dem höchsten Wasserstand des Ladoga eine sehr schöne Strandackumulation, die eine Wallserie im Kleinen darstellt. Da sie interes-

sante Vergleiche mit den älteren Ackumulationswällen gestattet, füge ich hier ein Profil derselben bei. Das Material ist hier feinkörniger Sand mit an den Kanten abgerundeten Steinen, unter

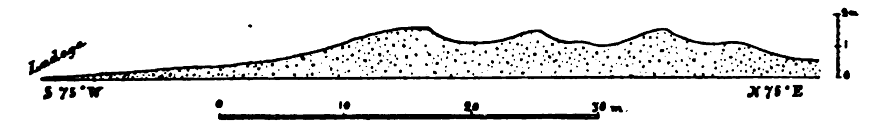


Fig. 6.
Profil einer der Jetztzeit entstammenden Ackumulation aus Strandschotter am Ufer von Longoinlahti.

denen jedoch weder wirkliches Geröлле noch ordentliche Klappersteine vorkommen.

Longoinlahti—Roukolahti. Am Uferrand befindet sich hier eine Ackumulation aus jüngster Zeit, die bis 1,2 m hinauf reicht. Darauf folgt eine Andere, ältere, z. T. terrassenförmig hinabgestürzte, aus Klappersteinen gebildete bis zu einer Höhe von 3,6 m über dem höchsten Wasserstand des Ladoga. — An der N.N.W.-Seite von Roukolahti ist die Ackumulation aus vier oder fünf wellenförmigen Rücken gebildet, deren Steine an Grösse vom kleinsten Steinchen bis zum Gerölle von 0,5 m im Durchmesser variieren. Innerhalb der Wälle liegt ein Steinacker, in dem Blöcke von der Grösse von 1—1,5 m vorkommen. — Das Ganze macht beinahe einen ebenso mächtigen Eindruck wie die grossartigen Strandbildungen auf dem Lysinvaara.[1] Es liegt darin auch nichts befremdliches, denn die weite, offene Fläche des Ladoga dehnt sich hier im Halbkreis ganz frei aus. Keine Inseln, keine Riffe hemmen die Wellen, so dass sie hier mit voller Macht haben wirken können.

Das S.E.-Ende der Insel. Der Strand ist hier ein gewöhnlicher Blockstrand, d. h. er besteht aus Sand mit ausgewaschenen Steinen. An den Ufern der Buchten kommen jedoch regelmässig, besonders nach der Seeseite hin, wellenförmige Ackumulationen vor, die im Vergleich mit den obigen, schwach entwickelt sind. Oft sind auf diese Weise grosse Wasserpfützen oder Lagunen

[1] Hugo Berghell: Södra Finlands kvart. nivåförändringar, S. 40.

abgedämmt worden, in denen sich später Torfschlamm abgelagert hat (siehe etwas weiter unten).

Korpiniemi und Taivatlahti. In der Nähe des jetzigen Ufers der genannten Orte haben sich parallel mit demselben aus Strandschotter oder Sand bestehende, niedrige, dennoch aber deutlich markierte Ackumulationswälle gebildet. Bei Taivatlahti, wo sich sogar zwei Wälle vorfinden, ist der innere ein Lagunenwall. In der durch ihn gebildeten Lagune hat sich der Sumpf Koivuniemi gebildet.

Da viele von den hier oben geschilderten Strandbildungen sehr gut entwickelt sind, und da keine von ihnen sich in nennenswertem Grade mehr als 3—4 m über den höchsten Wasserstand des Ladoga erhebt, so ist man vielleicht berechtigt daraus den Schluss zu ziehen, dass die Hebung des Landes in der letzten Zeit sehr gering gewesen ist, wenn nicht gar jetzt in dieser Hinsicht ein völliger Stillstand herrscht [1].

Äolische Bildungen.

Im Laufe der Zeit haben sich Flugsandbildungen in jeder Höhe zwischen der L. G. und dem jetzigen Ufer gebildet, und bedecken vorzugsweise die Strandwälle. In den meisten Fällen sind sie durch eine Pflanzendecke gebunden, doch erkennt man sie sowohl an ihrer Vegetation (Haidekraut und Nadelholz) als auch an ihrer rücken- oder wellenförmigen Gestalt mit den vielen kleinen Löchern und Gruben. An einigen höher gelegenen Plätzen sind sie noch heute ohne Decke und geraten bei jedem nur etwas stärkeren Wind in Bewegung. Die grossartigsten Flugsandbildungen kommen jedoch in der Nähe des jetzigen Strandes vor, und der wechselnde Wasserstand trägt gewiss in hohem Grade zu ihrer Bildung bei. Sie sind gewöhnlich ganz ohne Vegetationsdecke.

---

[1] Vergl. Hugo Berghell: Beskrifning till Kartbladet N:o 29, Lavansaari. S. 7.

Die eben genannten Flugsandbildungen liegen regelmässig im innersten Teil der Buchten und reichen an Stellen, wo das Ufer tiefer ist, bis ganz in die Nähe des Strandes, wie z. B. an den Buchten Taivatlahti, Karpalinniemenlahti, Roukolahti u. s. w.; an flachen Ufern dagegen hören sie schon in einer Entfernung von 40—50 m vom heutigen Strand auf, wie z. B. an Läpöi und Korpilahti. Wenigstens an den zuletzt genannten Stellen beginnt der Flugsand in einer Höhe von 1,1 m über dem höchsten Wasserstand und reicht bis 4—7 m hinauf. E. von Longoinlahti kommt er sogar bis 13,5 m Höhe vor (innerer Abhang c:ca 7 m). Gewöhnlich ist der Sand zu bogenförmigen Dünen angehäuft, die bisweilen in zwei Reihen stehen, und nur Gruppen von zerstreuten Hügeln bilden. Zwischen ihnen und dem Ufer liegt, wie z. B. am Longoinlahti und z. T. am Roukolahti ebener Boden, auf dem an der ersteren Stelle infolge des Fortwehens des Sandes unzählige ausgewaschene, oft grosse Steine frei daliegen. Der von hier fortgewehte Sand, der meist fein ist, aber zuweilen auch grössere Körner enthält, fällt erst im Schutze des Dünenkammes wieder zu Boden und wandert teils so, teils durch das Abstürzen des Dünenkammes landeinwärts, wo er alles, was in seinen Weg kommt, wie Gehege, Bäume u. s. w. unter sich vergräbt. Die innere Seite eines solchen Walles hatte bei Longoinlahti keilförmige Ausläufer.

Nach mündlichen Berichten soll der Sand hier bei S.W.-Wind am meisten fliegen, besonders im Herbst, ganz wie auf dem Isthmus Carelicus.[1] Man erzählte mir auch, dass der Wind an derselben Bucht in einigen Tagen eine frische Wiese hundert Faden weit mit Sand bedeckte, so dass derselbe in dem inneren Teil eine Höhe von einigen Metern erreichte und schliesslich anfing sich dem Dorfe Oriselkä zu nähern. Es war dieses eine

[1] N. A. Sokolow: Die Dünen, deutsche Ausgabe von Andreas Arzruni. Berlin. S. 223.

Arthur Thesleff: Dynbildningar i östra Finland. Geogr. Fören. Vet. Meddel. II. 1894—95. S. 39.

Folge davon, dass man ein schützendes Wäldchen niedergehauen hatte, das bis dahin das Fliegen des Sandes verhindert hatte.

Viele Flugsandbildungen sind zugleich Lagunenwälle, durch welche einzelne Seereviere von verschiedener Grösse getrennt worden sind, die nach und nach in Morast übergehen oder schon übergegangen sind.

Zwei von Strandwällen überlagerte Torfmoore.

Auf der Insel Mantsinsaari kommen auf zahlreichen Stellen Torfbildungen vor, die sich in Vertiefungen befinden, die teils in die Moräne eingegraben, teils durch Strandschotter abgedämmt worden sind. Nur in einigen von diesen, wie im Koivuniemensuo kommt ordentlicher, verfaulter Torf mit Haidekraut und Kiefernvegetation vor. In den Anderen dagegen findet sich s. g. Torfschlamm, der schwarz oder sehr dunkelbraun gefärbt, schlüpfrig und wässerig ist, und keine faulen Pflanzenreste enthält. In den grösseren Mooren wie im Kortesuo und in den um Peipposenlampi herum und S. von Työmpänen gelegenen Sümpfen variiert die Mächtigkeit der Schichten von 0,5 bis zu einigen m. Diese Moore sind z. T. sog. Schwankmoräste, auf denen hauptsächlich Torfmoos *(Sphagnum)* Schachtelhalm *(Equisetum)*, Riedgras *(Carex)*, und einige andere gewöhnliche Sumpfpflanzen, sowie spärlich Weiden und Birken, wachsen. In den kleineren scheint die Mächtigkeit nicht 2—3 dm zu übersteigen, und ihre Vegetation besteht hauptsächlich nur aus *Carex* und *Equisetum*. So sind z. B. die S. von Peipponen gelegenen Gräben und Thäler beschaffen, aus denen man schliessen kann, dass sie hauptsächlich in den innerhalb der Strandbarrièren entstandenen Lagunen gebildet sind. Die besten Beispiele für solche Lagunenbildungen finden wir am S.E.-Ende der Insel, wo wir sie in allen verschiedenen Stadien antreffen. So sieht man in Leipominlahti noch ganz freie Lagunen und andere, an deren Ufern man eine üppigwachsende Wasservegetation findet, die aber noch viel Was-

ser enthalten und bei hohem Wasserstand unter dem Wasserspiegel liegen. Wenn sie ausgetrocknet sind, werden sie auf finnisch »luhta» oder »luhdikko» genannt und als Heuschläge benutzt.

Alle diese Bildungen liegen auf verhältnissmässig geringen Höhen ausserhalb der oben geschilderten, auf die Litorinagrenze bezogenen obersten Strandlinie. Es wird aus ihrem Auftreten ohne weiteres klar, dass sie aus späterer Zeit wie diese stammen. Zum grössten Teil dürften sie sogar der allerjüngsten Zeit angehören.

Es finden sich aber auf Mantsinsaari zwei Torfmoore, welche Suurisuo und Härkämäensuo genannt werden, die sich durch ihre Lage von den übrigen Torfbildungen unterscheiden. Sie liegen nämlich *innerhalb* der betreffenden Strandlinie und zwar so, dass sie auf der Aussenseite von zu dieser gehörenden Ackumulationswällen begrenzt werden. Da die sich hierin ähnlich dem von Berghell geschilderten Torfmoor von Wernitsa[1], auf dem Westufer von Ladoga, verhalten, so liegt es nahe anzunehmen, dass sie wie dieser älter als die betreffenden, der Litorinagrenze angehörenden Strandwälle sind. In der That gelang es Dr. Hugo Berghell bei einer von uns gemeinschaftlich unternommenen Excursion an Härkämäensuo eine Stelle zu finden, wo die Überlagerung des Strandwalles auf einer Torfschicht beobachtet werden konnte. Später gelang es mir bei dem Suurisuo ein ähnliches Profil zu finden. Hierdurch wird somit bewiesen, dass diese beiden Torfmoore älter wie die betreffenden Strandbildungen sind. Wir wollen im folgenden diese interessanten Verhältnisse etwas eingehender erörtern.

Suurisuo.

Es schien mir anfangs sehr wahrscheinlich, dass dieser Moor, wenigstens auf der N.-Seite von der Ackumulationsbildung über-

---

[1] Gunnar Andersson och Hugo Berghell: Torfmosse öfverlagrad af strandvall väster om Ladoga. G. F. F. Bd. 17. Häft. 1, 1895.

Rafael Herlin: Växtpaleontologiska studier. Acta Soc. pro Fauna et Flora fennica, XIII, N.o 3, 1896.

lagert wäre; doch ergaben die hier vorgenommenen Grabungen kein positives Resultat, und ich wandte deshalb meine Aufmerksamkeit der S.W.-Seite des Moores zu. Bei den Untersuchungen, die ich in der Nähe von Muruntalo anstellte, gelang es mir dann das Vorkommen des Torfes unter dem Strandschotter zu konstatieren. An dieser Stelle bot sich jedoch keine passende Gelegenheit zur Herstellung eines Profiles dar, weshalb ich diese Arbeit am N.W.-Teil des Walles ausführte. Dort war — wohl vor sehr langer Zeit — durch den Wall ein Abzugsgraben, der Kriishanoja, gezogen worden, hauptsächlich um eine an ihn grenzende, nach Peltonen zu gelegene Wiese trocken zu legen. Der Abzugsgraben war im Laufe der Zeit ganz verschüttet worden, und da es schwer gewesen wäre ihn ohne Anwendung einer grösseren Arbeitskraft wieder herzustellen, begnügte ich mich deshalb damit an sieben verschiedenen Stellen Gruben zu graben, von denen die meisten vom Boden des Grabens gerechnet 1,5 m tief waren. Nach diesen ist das nachstehende Profil gezeichnet.

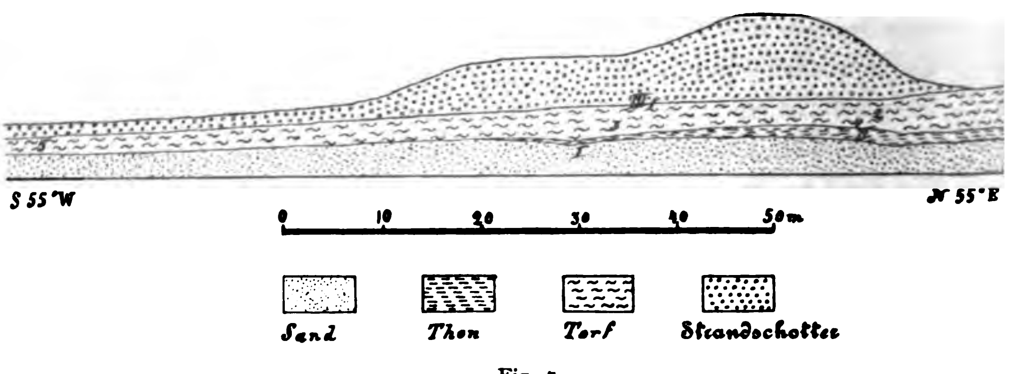


Fig. 7.
Profil der Schichtenverhältnisse am Kriishanoja am Rande von Suurisuo in der Richtung der Linie V.

Was die Beschaffenheit und Höhe u. d. M. des Strandwalles betrifft, so verweise ich auf die Beschreihung S. 14. Von verschiedenen, vom Strandwalle überlagerten Schichten bestand die unterste aus feinem Meeressand, der schwach bläulich gefärbt und so fest gepackt war, dass nur durch Schaben eine Probe er-

halten werden konnte. Er war mit Thon vermischt und ging allmählich ohne bestimmte Grenze in diesen über.

Die Thonschicht, die jedoch auch ein wenig Sand enthielt, war an der Stelle, wo sie ihre grösste Mächtigkeit erreicht, c:ca 34 cm dick und, wenigstens an einer Stelle, mit dünnen Torfschichten vermischt. Nach aussen hin wurde sie allmählich dünner und keilte am Aussenrand des Walles vollständig aus. Der Thon war ungeschichtet, schlüpfrig, wässerig und schwach bläulich gefärbt, in trockenem Zustand gräulich.

Der Torf war, besonders unter dem markierten Wall, stark dunkelbraun gefärbt und wurde am Sonnenlicht schnell tiefschwarz. Er war ganz vermodert, stellenweise erdig und so stark zusammengepresst, dass sogar harte Pflanzenteile, wie Baumzweige, bis zur Hälfte ihres Durchmessers abgeplattet waren. Die Mächtigkeit des Torfes betrug an der erwähnten Stelle 80—90 cm, nahm aber gegen die äussere Seite des Walles bis zu 55 cm ab. An der Oberfläche erinnerte der Torf an Gartenerde, und war mit kleinen Sandpartien untermengt. Tiefer unten war er schlammiger, enthielt auch hier Partien von losem Meeressand und oben sogar Klappersteine. Beide Schichten gingen ohne scharfe Grenze in einander über. Ihre Mächtigkeit betrug von 3 bis zu 20 cm.

In der 1 dm über dem Boden der Torfschicht vom innersten Teil des Walles genommenen Probe N:o 4 (vergl. das Profil) hat Mag. Harald Lindberg durch Auschlämmen folgende Pflanzen gefunden:

Betula alba, 7 ungeflügelte Früchte,
Salix sp. ein Zweig,
Comarum palustre, zahlreiche Nüsse,
Menyanthes trifoliata, 3 Samen,
Iris pseudacorus, 2 Samen,
Carex filiformis, zahlreiche Fruchthüllen,
Carex ampullacea, 2 zerrissene Fruchthüllen und 10 Nüsse.

Die in der Mitte der Torfschicht, unterhalb der Mitte des Walles genommene Probe N:o 3 enthielt:

Betula alba, 9 stark beschädigte Früchte und 1 Kätzchenschuppe.

Andromeda polifolia, sehr zahlreiche Samen,

Carex filiformis, c:a 25 Fruchthüllen,

Carex ampullacea? 12 Nüsse,

Unbestimmbare kleine Zweige von Bäumen.

In der c. 18 cm unter der Oberfläche der Torfschicht an der Innenseite des Walles genommenen Probe N:o 2 wurden gefunden:

Sphagnum medium, lose Blätter, spärlich,

Betula alba, kleine Zweigstückchen,

Andromeda polifolia, c:ca 20 Samen,

Carex filiformis, reichlich Fruchthüllen und Nüsse,

Equisetum fluviatile, Epidermisteile.

In der aus der Übergangsschicht zwischen Torf und Strandschotter in der Mitte des Walles genommenen Probe N:o 1 wurden angetroffen:

Sphagnum papillosum, ziemlich spärlich mit losen Blättern und kleinen Zweigstücken,

Betula alba, Zweige,

Andromeda polifolia, Samen in grosser Anzahl,

Oxycoccus palustris, 1 Same,

Phragmites, Rhizomteile,

Equisetum fluviatile, Rhizomepidermis.

Auf Grund dieser und analoger Bildungen auf dem Isthmus Karelicus nimmt Lindberg an, dass das Moor ursprünglich eine Lagune gewesen ist, in der zuerst *Iris, Comarum* und *Menyanthes* wuchsen. Aus dem einen oder anderen Grund — vielleicht infolge der Hebung des Landes — trocknete die Lagune aus und wurde fester, worauf *Sphagnum* und auch *Andromeda* sich ansiedelten. Freilich kommt noch im oberen Teil der Torfschicht *Carex filiformis* vor, die eher eine Flachmoorpflanze ist. Ebenso findet man Rhizomepidermis von *Equisetum fluviatile,* die ebenfalls auf nassem Boden vorkommt, in der Nähe der Oberfläche des Torflagers, und Phragmitesrhizome sogar in der Übergangs-

schicht vom Torf zum Strandschotter. Diese Pflanzenreste beweisen vielleicht, vorausgesetzt dass sie sich in primärer Stellung befinden, dass der Sumpf damals gerade in ein Moor überging. Das *Sphagnum* bildete vielleicht nur hier und da kleine Flecke, auf denen *Andromeda* und auch *Oxycoccus* wuchsen, wenn nämlich der Fund eines einzigen Samenkornes das Vorkommen der letzteren Pflanze bestätigen kann.

In der an der äusseren Seite des Walles aus der Mitte der Torfschicht genommenen Probe wurden nach dem Ausschlämmen nur Stückchen von Birkenrinde entdeckt. Da gar keine Früchte vorkommen, so ist es wahrscheinlich, dass diese Reste von den Wellen angespült worden sind.

Was nun das Alter der beschriebenen Torfschicht betrifft, haben wir einige, wenn auch nicht völlig entscheidende Andeutungen in den erwähnten Pflanzenresten. Die N.-Grenze von *Iris* liegt nämlich jetzt im östlichen Teil von Finland bei c:ca 63° nördl. Breite und diejenige von *Alnus glutinosa*, von der Äste in dem vom unten beschriebenen Härkämäki-Wall überlagerten Torf gefunden wurden, ist ungefähr dieselbe.[1] Man kann also annehmen, dass diese Pflanzen erst gegen das Ende der Ancyluszeit im S.E. Finlands einwanderten, d. h. zur selben Zeit wie in Schweden.[2]

Die in Rede stehenden Torfschichten gerieten also unter die Litorinatransgression, und erst darnach entstanden die dieselbe überlagernden Ackumulationswälle. Die durch diese beiden und die übrigen auf derselben Höhe, — 22 m. ü. d. Sp. d. Finn. Meerb. — gelegenen Strandwälle und Ackumulationsterrassen gebildete Strandlinie bezeichnet also ganz unzweifelhaft gerade das *Maximum der Litorinasenkung.*

In den aus dem Suurisuo selbst genommenen Proben kamen an der auf der Karte mit a bezeichneten, in der Nähe von Muruntalo gelegenen Stelle in 1 m Tiefe vor:

---

[1] A. Osw. Kihlman, Th. Sælan, Hj. Hjelt: Herbarium Musei fennici, I. Plantae Vasculares. Helsingforsiæ 1889. S. 10 u. 30.

[2] Gunnar Andersson: Svenska växtvärldens historia. Stockholm 1896. S. 60.

Andromeda polifolia, 9 Samen,

Phragmites, Rhizome,

Scheuchzeria palustris, 5 Samen,

Equisetum fluviatile, Rhizomteile,

Lange schmale Baumzweige und ausserdem Schalen von Eiern und Puppen.

In der an derselben Stelle, 2 dm unter der Oberfläche genommenen Probe wurde nur gefunden:

Betula alba, Zweigstückchen in Menge.

An der auf der Karte mit b bezeichneten Stelle, etwa 150 m weit von dem inneren Teil des Walles entfernt, wurde 8 dm tief eine Probe genommen. Diese enthielt nur:

Andromeda polifolia, 6 Samen,

Oxycoccus palustris, 1 Blatt.

An der Stelle c war das Moor schon so nass, dass es nicht möglich war Proben zu nehmen, denn die Löcher, die gegraben wurden, füllten sich sofort mit Wasser.

Von den aufgezählten Pflanzen ist *Scheuchzeria* eine echte Charakterpflanze, die an den allernassesten Localitäten vorkommt und die Anwesenheit von *Sphagnum* andeutet. Auch dieser Umstand macht es sehr wahrscheinlich, dass das Moor anfangs ein in der Lagune entstandener Sumpf war, in dem das *Sphagnum* sich später einfand, obgleich letzteres nicht fossil in demselben gefunden wurde. Dasselbe Verhältnis deuten sowohl die vielen Eier- und Puppenhüllen als auch die Beschaffenheit des Torfes an, welcher zum grössten Teil aus langen und schmalen Baumzweigen und aus losem Torfschlamm besteht. Verhältnissmässig spät hat sich wahrscheinlich der Sumpf zu dem jetzigen, sog. Hochmoor entwickelt, dessen mittlerer Teil wenigstens 1—2 m höher liegt als die Ränder, und der jetzt sogar mit spärlicher Kiefernvegetation bedeckt ist. — Im S.E.-Teil weicht die Natur des Moores von derjenigen des oben beschriebenen Hochmoores ab, indem es hier ein nasser, baumloser Morast ist und sich also auf einer früheren Entwickelungsstufe befindet. Man erzählt sich auf der Insel, dass dieser Teil noch vor drei Generationen offenes Wasser enthielt.

Dass es sich in der That früher so verhalten hat, das bestätigt auch der Fund von einigen steinernen Netzgewichten im Moraste und vielleicht auch die auf S. 15 erwähnte Sage von der Bildung des Herranoja und dem Austrocknen des Moores.

Übrigens ist es, wie Lindberg hervorhebt, besonders bemerkenswert, dass in allen den gesammelten Proben nur spärlich solche Baumreste vorkommen, die andeuten würden, dass die Bäume dort gewachsen wären. Ausser sehr spärlichen Birkenfrüchten wurden nämlich nur kleinere Zweige und Stammteile der Birke und Kiefer gefunden, die alle angeschwemmt sein können.

Härkämäensuo.

Es war, wie ich schon erwähnte, Dr. Hugo Berghell, der die Beobachtung machte, dass der Ackumulationswall am W-Rande dieses Moores dem Torf aufgelagert war. Die Beobachtung wurde eine Strecke S. von Prokinintalo gemacht, wo ein Abflussgraben durch den Wall gegraben ist um das Moor und die daran grenzenden Felder trocken zu legen. Da der Graben einigermassen offen war, so war es mir verhältnissmässig leicht ein Profil zu entwerfen und die Stelle näher zu untersuchen.

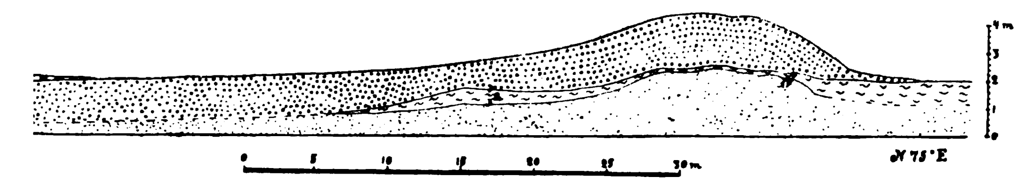


Fig. 8.
Profil der Schichtenfolge am Rand von Härkämäensuo in der Richtung der Linie VI.

Wie das Profil, Fig. 8, zeigt, ist der als Unterlage dienende Sand schwach wall- oder dünenförmig angehäuft, ein Umstand, der direkt zu der Annahme berechtigt, dass das Moor anfangs eine Lagunenbildung gewesen ist. Der Sand ist in grösserer Tiefe hellfarbig und fein, wird aber nach oben zu allmählich braun und mit Rost vermischt. Gegen den Torf ist die Grenze nicht sehr scharf, wenigstens im äusseren Teil des Walles, wo der Sand sehr

dunkelbraun und z. T. mit Torf vermischt ist. Im inneren Teil des Walles ist der unter dem Torf liegende Sand 10—15 cm hoch weiss und kaolinisiert.

Die Torfschicht besitzt, bevor sie vom eigentlichen Strandwall überlagert wird, eine Mächtigkeit von ungefähr 1 m, an der Stelle aber, wo letzteres geschieht, nimmt sie plötzlich bis c:ca 3 dm Höhe ab und wird nach und nach noch dünner, bis sie gegen die Mitte des Walles hin nur noch 2—3 cm misst. Nach Aussen nimmt sie dann wieder an Mächtigkeit zu und erreicht 65 cm Dicke, worauf sie verhältnissmässig schnell abnimmt und wahrscheinlich bald ganz verschwindet. Gegen den ihn bedeckenden Strandwall, der, was seine Beschaffenheit Form und Höhe betrifft, schon auf S. 19 beschrieben wurde, ist der Torf recht scharf begrenzt und bildet in ihm höchstens noch dünne Schmitzen. Der Torf ist im inneren und mittleren Teil des Walles sehr dunkel, ziemlich erdig und körnig, stark verfault und sehr fest zusammengepresst. In der Mitte ist die Torfschicht ausserdem schwach gebogen aber trotz ihrer Dünnheit merkwürdigerweise an keiner Stelle unterbrochen. Ein Stück weiter nach Aussen war der Torf undeutlich begrenzt, und zwar sowohl gegen den darüber als den darunterliegenden Sand, die beide mit Torf vermischt zu sein schienen, dunkel gefärbt waren, und reichlich Klappersteine, Zweige und Wurzeln enthielten.

In der aus dem inneren Teil genommenen Probe N:o 4 (vergl. das Profil) erhielt Lindberg durch Ausschlämmen:

Betula alba, Rindenstücke,

Rubus idaeus, 1 Fruchtstein.

Im äusseren Teil des Walles war der Torf, wenigstens tiefer unten, schlüpfrig, mit bräunlichem Anflug, und enthielt am Boden (Probe N:o 3) ausser feinen, wahrscheinlich später eingedrungenen Wurzeln:

Carex sp., 1 Nuss,

Phragmites,

Kleine Zweige von Birke, Kiefer und Schwarzerle.

Die aus der Mitte der Torfschicht an derselben Stelle genommene Probe N:o 2 enthielt:

Betula alba, kleine Zweigstücke,

Carex sp. 4 Nüsse,

Käferflügel, Eier- und Puppenhüllen (die übrigens in geringer Anzahl in allen Proben vorkamen).

In der Oberflächeprobe N:o 3 kamen vor:

Carex sp. c. 15 Nüsse,

Andromeda polifolia, 6 Samen.

Hier ist, wie ich schon oben bemerkt habe, die Schichtenfolge dieselbe wie am S.W.-Rand des Suurisuo. Und das Vorkommen im Torf von *Alnus glutinosa* berechtigt uns sowohl die Torf- als die Ackumulationsbildungen hier ihrem Alter nach für aequivalent mit den Bildungen bei Suurisuo zu halten.

Der Sumpf selbst ist jetzt trocken, mit niedrigem Wachholder und Haidekraut bewachsen. Der Torf in demselben war gewöhnlicher, fester Grastorf und ruhte überall auf Meeressand, welcher stellenweise reichlich Steine enthielt, die z. T. recht gross waren. Am tiefsten schien das Moor gleich innerhalb des Walles zu sein, nämlich 7—10 dm, was zusammen mit dem Umstand, dass der Torf durch und durch mit feinem Sand vermischt war und hier und da kleine Partien davon, ja an einer Stelle sogar eine 1 dm mächtige Linse Flugsand enthielt, der Ansicht noch mehr Warscheinlichkeit giebt, dass das Moor eine am Strande gelegene Lagunenbildung gewesen ist. Auf dasselbe Verhältniss weisen auch die Pflanzenreste hin. Es wurden nämlich an der Stelle, die auf der Karte mit a bezeichnet ist, gefunden:

Menyanthes, 1 Same,

Carex filiformis, Fruchthüllen reichlich.

In der Nähe der Oberfläche kommen etwas reichlicher Reste von denselben Pflanzen vor. Wie bekannt wachsen beide in losem Schlamm.

An der auf der Karte mit b bezeichneten Stelle, die eine der tiefsten im Moor ist, kam 6—7 dm unter der Oberfläche nur vor:

Betula alba, Rindenstücke.

Des archäologischen Interesses wegen verdient es wohl erwähnt zu werden, dass unter dem oben erwähnten Strandwall im innersten Teil desselben am Boden der Torfschicht ein c:ca 2 dm langes verkohltes Holzscheit gefunden wurde, das wagerecht lag und vielleicht angeschwemmt in den Torf eingebettet worden ist. Nach der Form zu urteilen ist es ganz unzweifelhaft eine Kulturkohle, d. h. ein Rest eines von Menschenhand angemachten Feuers. Ich verweise deshalb auf die Analogie dieser Torfschichten mit den von Inostranzeff[1] beschriebenen, an Kultur- und Knochenresten so reichen Torfbildungen am Ladoga-Kanal.[2])

Die Diatomaceen-Untersuchungen.

Von den oben besprochenen Stellen, wo Strandschotter den Torf bedeckte, wurden vier Proben an Herrn Prof. P. T. Cleve in Upsala gesandt, welcher die Bestimmung der Diatomaceen gütigst übernommen hatte. Drei von diesen stammten vom Suurisuo. Die betreffenden Stellen sind auf dem Profil S. 30 mit lateinischen Ziffern bezeichnet. Die Probe I bestand aus schwach bläulichem, mit Sand gemengtem Thon; II aus ungeschichtetem Thon, mit ein wenig Sand vermischt; III ganz an der Oberfläche des Torfes ge-

[1] A. Inostranzeff: L'homme préhistorique de l'âge de la pierre sur les côtes du lac Ladoga. — **Доисторическій человѣкъ каменнаго вѣка побережья Ладожскаго озера.** S:t Petersbourg. 1882. S. 4—6, Pl. II, Fig. 1.

Über ihre Erklärungen vergl. Gerard de Geer: Om Skandinaviens geografiska utveckling. S. 143—144.

[2] Einige Beweiskraft für die Annahme, dass der Mensch damals den N.E.-Strand des Ladoga bewohnte, besitzen, meiner Meinung nach, auch folgende Data. Im ganzen Kirchspiel Salmi findet man noch überall die Tradition, dass das Wasser früher den Fuss der an der L. G. gelegenen Terrassen erreichte. Mantsinsaari wiederum soll, nach den Überlieferungen der Einwohner der Insel, aus drei verschiedenen Inseln bestanden haben. Es heisst ferner, dass die Neva damals »oli salvassa» — versperrt war. Auch sei darauf hingewiesen, dass noch heute auf Mantsinsaari solche Benennungen der verschiedenen Dörfer vorkommen, wie Saukkasensaari, Työmpäsensaari u. a. (das Inselchen Saukkanen, Työmpänen), obgleich dieselben keineswegs Inseln sind, sondern nur höhere Punkte, die sich über die L. G. erheben.

nommen, aus einer sehr dünnen, Thon führenden Schicht, die in den sie bedeckenden Strandschotter überging. Die Probe IV, vom inneren Teil des Walles bei Härkämäensuo, bestand aus dem unter der Torfschicht vorkommenden kaolinisierten Sand. Sie wurde erst für die Untersuchung der Pflanzenreste ausgeschlämmt, und ich hatte leider keine andere Probe, die ich zum Bestimmen der Diatomaceen hätte senden können. Dieser Umstand erklärt vielleicht die relative Artenarmut dieser Probe.

Es mag hier gleich erwähnt werden, dass beim Sammeln der Proben die grösste Vorsicht beobachtet wurde. Das Messer wurde stets vor dem Gebrauch gereinigt, und die Proben wurden in reines, neues Papier gewickelt. Auch wurde von den Proben, die an Prof. Cleve gesandt wurden, stets die äusserste Schicht abgeschabt, worauf sie vorsichtig in eigens zu diesem Zweck angefertigte Säckchen gelegt wurden.

Die Resultate der Untersuchungen Cleve's über die Diatomaceen sind in der umstehenden Tabelle zusammengestellt worden.

Wie aus dieser Tabelle hervorgeht, sind alle Proben Süsswasserablagerungen. Man findet nämlich nur wenige sekundäre marine Formen nämlich in der Probe I eine, und in III zwei Arten. In I giebt es ausserdem einige Fragmente von Spongiennadeln und in III ein Exemplar von einer Silicoflagellate, *Dictyocha speculum* EHB.

Was nun die Proben I und II betrifft, so waren die in diesen enthaltenen Arten, wie schon bemerkt wurde, Süsswasserformen. Aus diesem Grunde, und besonders in Anbetracht der geologischen Verhältnisse, können wir die resp. Lager mit einiger Sicherheit als der Ancyluszeit entstammend bezeichnen.

Von der Probe III sagt wieder Cleve auf Grund der darin gefundenen Diatomaceen, sie sei »aller Wahrscheinlichkeit nach eine Ancylusablagerung». Man muss in der That zugeben, dass ihre Übereinstimmung mit den bekannten Diatomaceenfunden von Wiborg, Skattmansö und Ikaalis erstaunlich gross ist. Von 21 Formen hier kommen nämlich 8 in dem Ancylusthon von Wiborg

Tabelle über die von Prof. Cleve ausgeschlämmten und bestimmten Diatomaceen.

	Probe I.	Probe II.	Probe III.	Probe IV.	Bemerkungen.
A. *Süsswasserformen.*					
Amphora (*ovalis* var.) *affinis* Kütz	—	—	+ r	—	
Cyclotella Kützingiana Chauv.	—	—	+ r	—	
Cymatopleura elliptica W. Sm.	—	—	+ r	—	
Cymbella Cistula Hempr.	+	—	—	—	Einige Fragmente.
» sp.	—	—	—	+	Ein Exemplar.
Epithemia turgida Kütz.	—	—	+ r	—	
Eunotia Clevei Grun.	—	—	+ r	—	Ancylusfossil.
» *gracilis* Ehb.	—	—	+ r	—	
» *Papilio* Ehb.	—	—	+ r	—	
» *praerupta* Ehb.	+	—	+ r	—	In der Probe I ein Exemplar.
Gomphonema geminatum Ag.	—	—	+ r	—	
Melosira arenaria Moore	+	+	—	—	I: mehrere Exemplare, II: ein Exemplar.
» *granulata* Ralfs	—	—	+ za	—	
Navicula lacustris Greg.	—	—	+ r	—	
Neidium affine Ehb.	—	—	+ r	—	
Pinnularia commutata Grun.	—	—	+	—	
» *isostauron* Ehb.	—	—	+ a	—	
» *lata* Bréb.	+	+	+ r	—	I und II: mehrere Exemplare.
» *major* Kütz.	—	—	+ a	—	
» *rupestris* Hantszch	+	—	—	—	Ein Exemplar.
» *stauroptera* Grun.	—	—	+	—	Die Pinnularien deuten ein boreales Klima an.
» *streptoraphe* Cl. var.	+	+	+ a	+	I: ein Fragment; II ein Exemplar; IV: einzelne kleine Fragmente.
» *viridis* Ehb.	—	—	+ a	—	
Stauroneis Phaenicentron Ehb.	+	—	+	—	I: ein Exemplar.
Stephanodiscus astraea (Ehb.) Grun.	+	—	+	—	I: einzelne Exemplare.
B. *Sekundäre marine Formen.*					
Actinoptychus undulatus Ehb.	+	—	—	—	Mehrere Exemplare. Der Fund von Actinoptychus undulatus ist höchst interessant. Diese Form kommt nämlich weder in der Ostsee noch in den Litorinaablagerungen vor, auch nicht im Eismeer, ist aber häufig in der Nordsee und in wärmeren Meeren.
Coscinodiscus excentricus Ehb.	—	—	+	—	Ein Exemplar.
Rhabdonema arcuatum (Ag.) Kütz.	—	—	+	—	Ein Fragment.

vor [1], und ebenso kommen 8 Formen im Ancylusthon von Skattmansö vor; [2] nicht weniger als 17 sind im Ancylusthon von Kovelahti in Ikaalis vertreten. [3]

Es liegen also viele Gründe für die Annahme vor, dass die dieser Probe entsprechende Schicht identisch mit den genannten Ancylusablagerungen sei. Wie aber aus den oben besprochenen geologischen und pflanzenpalaeontologischen Thatsachen hervorgeht, erlauben diese keineswegs eine solche Kombination, sondern wir müssen daran festhalten, dass diese Bildung ganz unzweifelhaft aus der Zeit des Maximums der Litorinasenkung stammt. Wenn wir also annehmen wollen, dass die gefundenen Diatomaceen an Ort und Stelle gelebt haben, und nicht etwa angespült sind, so ist die einzige Erklärung für das Auftreten dieser Ancylusflora während des Maximums der Litorinasenkung darin zu suchen, dass sie gerade im Ladoga See vorkommt, und noch dazu im N.E.-Teil desselben. Dort leben nämlich noch jetzt von den erwähnten 21 Arten wenigstens folgende 9: [1]

Amphora ovalis var. *affinis* KÜTZ.
Cymatopleura elliptica W. SM.
Eunotia Clevei GRUN.
Comphonema geminatum AG.
Mellosira granulata RALFS.
Pinnularia commutata GRUN.
» *viridis* EHB.
Stauroneis Phaexicentron EHB.
Stephanodiscus astrea (EHB.) GRUN.

Deshalb ist es nicht ganz undenkbar, dass sie auch zur Maximizeit der Litorinasenkung dort gelebt haben. Wir hätten in diesem Falle hierin einen neuen Beweis dafür, dass *das Wasser des Ladoga damals süss war*. Schon früher hat Cleve nämlich auch in den Proben aus den Litorinaschichten an den Ufern des Ladoga Süsswasserdiatomaceen gefunden, und zwar in der Nähe von

[1] A. G. Nathorst: Växtförande lera från Viborg. G. F. F. Bd. 16. Häft. 4. S. 364—365.

[2] A. G. Nathorst: Fossilförande leraflagring vid Skattmansö, G. F. F. Bd. 16. Häft. 7. S. 558—560.

[3] Rafael Herlin: Palaeontologisk-växtgeografiska studier i Norra Satakunta. Geogr. För. Meddelanden III. 1890. S. 43—44.

[4] P. T. Cleve: The diatoms of Finland. Acta Soc. pro Faun. et Fl. fennica VIII. N:o 2. Helsingfors 1891.

Vernitsa [1] und bei Läskelä. [2] Dass das Wasser des Ladoga zur Zeit des Maximums der Litorinasenkung süss war, ist auch aus anderen Gründen sehr wahrscheinlich. Da man, wie Berghell erwähnt, in einer von dieser Zeit herrührenden Ablagerung bei Wiborg *Litorina rudis*, var. *tenebrosa* MONT. gefunden hat, welche bei einem Salzgehalt von höchstens 0,8 % gedeiht [3], müssen die Salzmengen, welche durch den schmalen Wiborg-Sund in den Ladoga kamen, verschwindend klein gewesen sein.

Die in den Proben gefundenen marinen Formen sind, wie Cleve bemerkt, für sekundär eingelagert zu halten. Der in I gefundene *Actinoptychus undulatus* EHB. ist nach den Worten Cleves »höchst interessant», da er weder in der Ostsee noch in Litorinaschichten und auch nicht im Eismeer vorkommt, dagegen in der Nordsee und in wärmeren Meeren gemein ist. Ein interessantes Gegenstück hierzu ist die von Nathorst [4] erwähnte, ähnliche *Surirella fastuosa* EHB. von Skattmansö. Und obgleich wir die geologische Schicht des *Actinoptychus* nicht ebenso genau kennen, wie diejenige der *Surirella*, so kann ich mich doch nicht enthalten hier auf Nathorst's [5], auf das Vorkommen der letzteren Art basierte Vermutung hinzuweisen, dass sie aus einer Schicht stamme, die zwischen der Yoldia- und der Ancyluszeit entstanden wäre — zu einer Zeit als der Salzgehalt des Wassers gleich dem des heutigen Kattegat gewesen sein soll.

Aus welcher Schicht aber stammen denn die an der Oberfläche der Torfschicht in der Probe III von Cleve entdeckten marinen *Coscinodiscus excentricus* EHB., *Rhabdonema arcuatum* (AG.) KÜTZ. (kleine Form) und die Silicoflagellate *Dictyocha speculum* EHB.? Von diesen zeigt, wie Cleve bemerkt, besonders die

---

[1] Gunnar Andersson och Hugo Berghell: Torfmosse, öfverlagrad af strandvall. G. F. F. Bd. 17. S. 26—27.

[2] Hugo Berghell: Södra Finlands kvartära nivåförändringar. S. 44.

[3] Ibidem. S. 52—53.

[4] A. G. Nathorst: Fossilförande leraflagring vid Skattmansö, G. F. F. Bd. 15. S. 564.

[5] Ibidem S. 562.

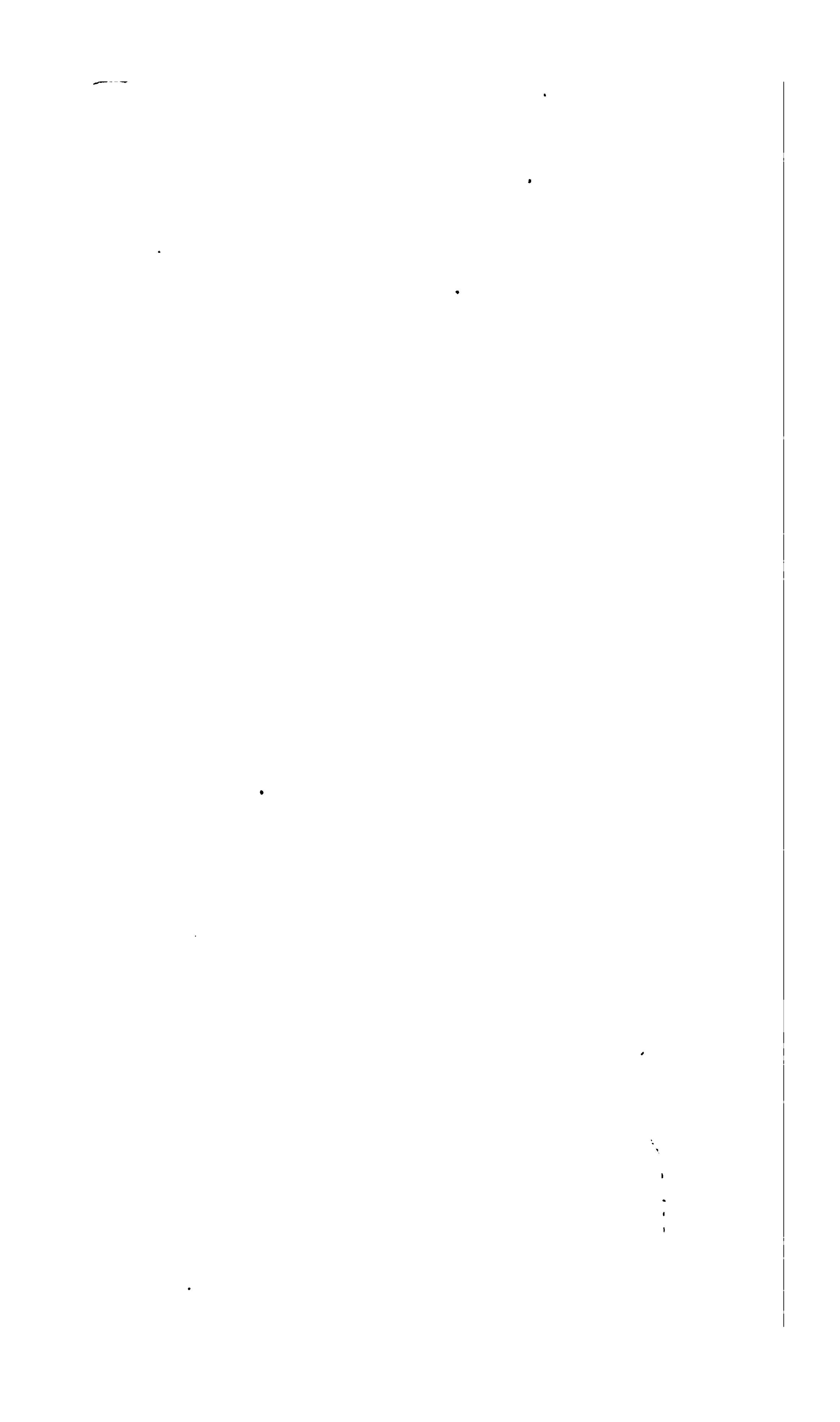
erstgenannte Form einen höheren Salzgehalt an, als derjenige der Ostsee während der Litorinazeit war, und gegenwärtig ist. Übrigens sind wenigstens *Coscinodiscus* und *Rhabdonema* gegenwärtig unabhängig vom Klima weit verbreitet.[1] *Coscinodiscus*-Arten sind auch sowohl in Wiborg und Skattmansö als in Ikaalis gefunden worden und *Dictyocha* in Wiborg, überall in dem unteren Teil der Ancylusablagerungen.

Diese merkwürdige Übereinstimmung kann nicht gut für zufällig erklärt werden. Solange aber der Fund ganz vereinzelt dasteht, kann man freilich daraus auch keine Schlussfolgerungen ziehen. Um jedoch das Vorkommen dieser Diatomaceen in den Litorinaschichten auf irgend eine Weise zu erklären, möchte ich die Vermutung aussprechen, dass sie aus derselben Schicht angespült worden sind, wie der oben erwähnte *Actinoptychus undulatus* EHB.

Unerklärt bleibt aber noch, warum zur Bildungszeit der erwähnten Schicht der Salzgehalt in diesem dem Ladoga nahe liegenden Teil des Baltischen Meeres derselbe gewesen sein soll wie im Kattegat. Wir wollen hierbei nicht die hypotetische Wasserstrasse zum Weissen Meer in Betracht ziehen, durch welche das salzige Wasser und marine Diatomaceen in die Ostsee hätten kommen können, aber wir können auch z. Z. keine andere Erklärung dafür geben.

---

[1] Vergl. Henr. Munthe: Baltiska hafvets qvartära historia. Stockholm 1892. S. 52 und 54.



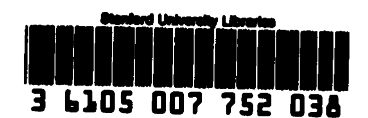


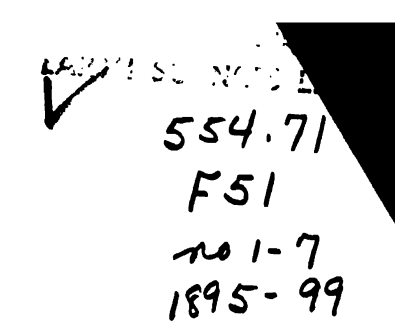












Stanford University Libraries
Stanford, California

Return this book on or before date due.

